UNIVERSITÉ DE GENÈVE — FACULTÉ DES SCIENCES

(Laboratoire de Minéralogie — Professeur M. M. Gysin)

Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc – Bella-Tola

Thèse

présentée à la Faculté des Sciences

de

l'Université de Genève

pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par

Jean Sigg

de Genève

Thèse N° 1061

Zurich 1944

Imprimé par Aschmann & Scheller S.A., Zurich

UNIVERSITÉ DE GENÈVE — FACULTÉ DES SCIENCES

(Laboratoire de Minéralogie — Professeur M. M. Gysin)

Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc – Bella-Tola

Thèse

présentée à la Faculté des Sciences

de

l'Université de Genève

pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par

Jean Sigg

de Genève

Thèse N° 1061

Zurich 1944

La Faculté des Sciences, sur le préavis de M. le Professeur M. GYSIN autorise l'impression de la thèse présentée par M. JEAN SIGG, intitulée: «Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc — Bella-Tola», sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

GENÈVE, le 15 juillet 1943.

Le Doyen: **Marcel Gysin.**

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Thèse N° 1061.

Matériaux pour la Géologie de la Suisse, série géotechnique, XXIe livraison.

Avant-propos

Je tiens tout d'abord à remercier mon maître, M. le Professeur M. Gysin, de m'avoir permis d'entreprendre, en des temps particulièrement difficiles, une étude minière et pétrographique du Val d'Anniviers. J'ai pu ainsi élargir mes connaissances, dans un domaine qui m'a toujours vivement intéressé.

Ma reconnaissance est acquise à M. le Professeur Léon-W. Collet pour les conseils et les enseignements qu'il n'a cessé de me prodiguer.

Je suis redevable à MM. les Professeurs P. Niggli et E. Brandenberger de l'étude par les rayons X d'un minéral de nickel et cobalt et à M. le Professeur Jakob de deux analyses chimiques. Je leur en exprime toute ma gratitude.

M. l'ingénieur Ch. Fink a bien voulu m'accompagner dans la visite des différents gisements du Val d'Anniviers. Ses conseils et son amitié me furent un appui précieux au cours de mes recherches. Je lui en suis cordialement reconnaissant.

M. Henry Collet, préparateur au Laboratoire de géologie et minéralogie à l'Université de Genève, a mis tous ses soins à la préparation des sections polies et coupes minces nécessaires à mon étude. Je le remercie vivement.

Je remercie également le Dr R. Galopin qui a bien voulu examiner quelques-unes de mes sections polies, et mes amis les Dr Hugo Gindrat, Freddy von der Weid, E. Niggli, G. Sağiroğlu, R. Cheneval et M. Vuagnat, pour les encouragements et les conseils qu'ils m'ont donnés.

Table des matières

Page

Avant-Propos 3

Première partie: Les Roches

Introduction 5
1. Situation générale 5
2. Morphologie 5
3. Minéralisation 5
4. Tectonique 6

Chapitre I 7
Généralités sur les schistes de Casanna

Chapitre II 9
Les schistes de Casanna inférieurs
1. Amphibolites 9
2. Amphibolites épidotiques 14
3. Prasinites 15
4. Micaschistes 16
5. Schistes chlorito-épidotiques 18
6. Schistes chlorito-séricitiques 19
7. Roches à faciès gneissique 19

Chapitre III 20
Les schistes de Casanna supérieurs
1. Phyllites chlorito-séricitiques 21
2. Phyllites 21
3. Phyllites feldspathiques 21
4. Phyllites à porphyroblastes du quartz 22
5. Quartzites gneissiques 23
6. Roche d'habitus granitique 23
7. Roche aplitique 24
8. Roches pegmatitiques 24

Conclusions 25

Deuxième partie: Les Mines

Chapitre I 27
Historique, situation générale et classification
1. Historique 27
2. Situation générale et classification 28

Chapitre II 29
Gisements de la partie inférieure du Val d'Anniviers

Chapitre III 31
Description des différents gisements
1. Mine des Moulins de St-Luc 31
2. Mine de Collioux supérieur 37
3. Mine de Fusette 42
4. Mine de Gosan 44
5. Mine de Termino 44
6. Mine de Collioux inférieur 45
7. Mine de Barma 51
8. Mine de Tignausa 54
9. Mine de Garboula 56

Formation des gîtes 56

Bibliographie 58

Première partie

LES ROCHES

Introduction

1. Situation générale.

C'est dans le cadre magnifique du Val d'Anniviers, et plus particulièrement dans celui de Saint-Luc—Bella-Tola, que fut menée la présente étude. De ce dernier sommet la vue s'étend merveilleuse sur tout l'édifice pennique du Mont-Blanc jusqu'au Weissmies au Sud, et au Nord sur le jeu des culminations axiales des Hautes Alpes calcaires.

Les limites du territoire cartographié sont données par les points principaux suivants. Partant de Fang et en suivant la route postale, nous arrivons à Vissoie, puis Quimet, Mission, Ayer. De ce dernier village nous montons à l'Alpe des Moyes située au pied de la crête triasique de la Nava. En suivant la limite inférieure du Trias au Nord nous trouvons l'hôtel Weisshorn. De là et par l'Alpe Fachet nous passons à la base du Tounot, puis, toujours en suivant le Trias, au Meiden-Pass et, par la crête séparant les vallées de Tourtemagne et d'Anniviers, au Pas du Bœuf et à la Bella-Tola (sommet 3028 m). Du deuxième sommet au Nord (3001 m) nous atteignons le Schwarzhorn et l'Illsee, l'Illhorn enfin qui surplombe le cirque impressionnant de l'Illgraben. De ce point et par Chandolin, nous retournons à Fang. Trois cours d'eau traversent cette région, à savoir la Navizence, le torrent des Moulins et le torrent de Fang. Ces deux derniers prennent leur source en drainant respectivement les eaux des alpages de Tounot, Visivi, Praz-Riond, Garboula, Tignausa et Chandolin. De nombreux bisses dévient latéralement le cours de ces eaux.

2. Morphologie.

La morphologie, fonction des régimes d'érosions torrentielles et glaciaires, présente deux aspects bien différents. En partant de la Navizence et en montant suivant la ligne de plus grande pente en direction de la Bella-Tola, ce sont, jusqu'à l'altitude de 2200 m, des versants très raides coupés de nombreux dévaloirs. Succèdent ensuite de grands hémicycles à pentes douces, anciens berceaux des glaciers du Tounot et de la Bella-Tola, semés de mamelons à base elliptique ou circulaire, qui donnent aux alpages de Praz-Riond et Garboula leur physionomie particulière. Rappelons encore que Desor [22] en 1855, dans une description du Val d'Anniviers, mentionnait les principaux aspects de la vallée.

3. Minéralisation.

De nombreux gisements, d'origine nettement hydro-thermale, sont inclus dans les schistes dits de Casanna qui forment la région. Ce sont, pour la plupart d'entre eux, des filons couches. Il existe néanmoins des filons obliques (Quergang des auteurs allemands) dans la région située au Sud d'Ayer. Les points où le minerai est localisé sont très nombreux. A part les emplacements où des travaux plus ou moins importants furent entrepris dans la région, apparaissent un peu partout, et jusque dans le Trias inférieur, des veinules qui contiennent en général de la pyrite, de la chalcopyrite, plus rarement de la bornite. Ces minerais lessivés par les eaux donnent naissance sur les parois à des taches vertes et bleues de carbonates et d'arséniates de cuivre, désignées par les habitants sous le nom de «fleurs de minerai». Les gisements feront l'objet de la deuxième partie de ce travail.

4. Tectonique.

Hermann [41], dans un beau travail, a dressé déjà en 1913 une carte géologique et tectonique du Val d'Anniviers sur la base des travaux de Lugeon et Argand [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 52, 53].

L'auteur a établi différents groupes, à savoir sur le versant oriental de la vallée le groupe des Rocs de Budri et le groupe Bella-Tola – Illhorn. Ce dernier nous intéressant plus particulièrement, nous allons le décrire.

Groupe Bella-Tola—Illhorn

La nappe du Grand Saint-Bernard (Argand [9]), devenue depuis lors nappe des Mischabel (Bearth [15]), après avoir dépassé la région des Rocs de Budri-Tounot, prend une allure plus calme et se poursuit plus au nord par une dépression largement ouverte (celle de Praz-Riond) jusqu'au Pas du Bœuf. L'alpage de Praz-Riond est séparé au Nord de celui de Garboula par une crête anticlinale à grand rayon de courbure, dont l'axe est visible du Pas du Bœuf à l'alpe de Roua. Un chapeau de Trias inférieur y subsiste à la cote de 2557 m. Plus au nord encore, la nappe forme la zone faiblement synclinale de la Bella-Tola, dont la partie septentrionale isoclinale constitue la crête séparant l'alpe de Garboula de celle de Chandolin, ainsi que le Schwarzhorn jusqu'à l'Illsee. L'alpage de Garboula présente ainsi la forme d'un fer à cheval ayant pour sommet la Bella-Tola et pour branches les deux crêtes sus-mentionnées.

A partir du sommet 3001 m de la Bella-Tola, les quartzites du flanc normal de la nappe disparaissent définitivement.

Sous le faisceau isoclinal, qui plonge en général de 20—30° vers le Sud-Est (Schmidt [66]), viennent au jour les digitations frontales de la nappe, dont les premières apparaissent déjà au sommet de la paroi Nord de l'Illhorn. De haut en bas nous avons:

Le synclinal Illhorn—Emshorn, l'anticlinal de Meretschihorn et, sous celui-ci, le grand synclinal de Chandolin avec ses digitations de Trias supérieur en calcaire; ce synclinal se prolonge jusqu'au Nord de Vissoie, formant tout le fond du Val d'Anniviers; il est à son tour suivi par l'anticlinal de Fang qui surgit du fond de la vallée.

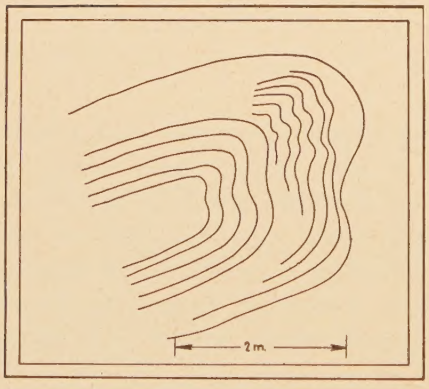


Fig. 1. - Exemple de plissement caractéristique des schistes de Casanna.

Hermann, pour expliquer certaines particularités tectoniques, a admis pour l'ensemble des unités structurales de la région un gauchissement de la nappe en même temps qu'un écoulement vers l'Ouest. Ces phénomènes auraient déterminé un épaississement du flanc normal de la nappe sur le versant occidental du Val d'Anniviers. Le renflement des quartzites de la Nava serait également dû à un tel mouvement latéral et serait la modification avec amplitude décroissante du pli couché du Meidenhorn. La très forte montée axiale vers l'Est ajoute à l'existence de cette dissymétrie.

Dans le détail, nous constatons en outre que l'ensemble des schistes de Casanna a subi des plissements nombreux mais de faible amplitude. En effet, de nombreuses petites charnières sont visibles un peu partout dans la contrée. Elles ont de 1 à 10 m de rayon de courbure Nous en avons noté de jolis exemples sur le chemin de Saint-Luc à Chandolin et sur la crête Nord de la Bella-Tola (fig. 1). Ces plissements et leurs modalités peuvent s'expliquer par la nature pétrographique des roches en cause. Celles qui, à un moment donné, ont été de par leur composition minéralogique et leur équilibre physico-chimique les plus plastiques, ont raccourci leurs strates par microplissements, par un plissotement que l'on pourrait appeler ptygmatitique. Les autres, plus rigides, formèrent des plis proprement dits. Quand ces plis affectent des roches de nature pétrographique différente, de petits décollements peuvent en résulter.

CHAPITRE I

Généralités sur les schistes de Casanna

Ces schistes, nommés par GERLACH [35] du nom de la localité grisonne de Casanna, sont aussi connus sous le nom de schistes de Bérisal (SCHMIDT). Ils forment un complexe puissant et stratigraphiquement bien défini depuis l'anthouiller jusqu'au niveau du Trias inférieur. Ce sont pour la plus grande part des paragneiss ou paradérivés, que l'on considère actuellement comme étant l'enveloppe décollée et poussée vers le nord des orthogneiss ou orthodérivés de l'ancienne nappe du Mont-Rose (BEARTH [15]).

On a divisé les schistes de Casanna, dans la Vallée de Bagnes par exemple, en schistes de la zone interne et schistes de la zone externe, cette dernière passant au Houiller sans limite tranchée (TSCHOPP [78], WOYNO [86], TERMIER [76]), ou en schistes de Casanna inférieurs et supérieurs comme dans le Val d'Hérens (WEGMANN [80, 81], DUPARC [30]). Les schistes inférieurs contiennent des intercalations de prasinites, sont stratigraphiquement plus profonds et montrent un degré de métamorphisme plus intense que les schistes supérieurs, qui appartiennent au permo-carbonifère.

Dans nos roches, les prasinites trop peu représentées ne peuvent pas servir à établir une division des schistes de Casanna. Ce sont les amphibolites qui les remplacent. Ces amphibolites forment des couches interstratifiées dans les micaschistes et dans les schistes verts épidotiques. A l'opposé des amphibolites du Val de Bagnes, elles ne contiennent pas de glaucophane.

La couleur peut également servir à différencier les deux complexes de schistes de Casanna inférieur et supérieur. Les schistes de Casanna inférieurs, les plus puissants, sont gris-bleu, vert foncé, vert-bleu. Les schistes de Casanna supérieurs, constitués de roches phylliteuses, sont de couleur gris clair, vert clair, gris-blanc. Ils ont partout une faible épaisseur.

Les minéraux constitutifs principaux sont:

— pour les schistes de Casanna inférieurs:

la hornblende, l'épidote, la muscovite, la chlorite, la séricite et un feldspath variant de l'albite à l'oligoclase acide. La hornblende est un des constituants minéralogiques types de notre région et confère à l'ensemble de nos coupes une teinte foncée vert-bleu;

— pour les schistes de Casanna supérieurs:

le quartz, la séricite (phengite), la chlorite.

Les termes gneissiques profonds de la nappe, à feldspaths basiques, n'apparaissent pas et il s'agit pour la plus grande partie de nos roches d'un dépôt puissant marneux ou sablo-argileux qui a subi divers métamorphismes. Le métamorphisme alpin, qui s'est substitué au métamorphisme plus ancien, est caractérisé avant tout par des déformations mécaniques. D'après WEGMANN [80, 81] le métamorphisme de contact est très peu apparent, et s'il a existé un jour d'une façon manifeste, il est actuellement oblitéré. Pour notre part, nous n'avons jamais observé de métamorphisme de contact typique. D'une façon générale, le complexe de nos roches s'enrichit en quartz et corrélativement la proportion en minéraux colorés diminue quand on monte dans la série, jusqu'à devenir par passage latéral et vertical (ARGAND [5, 8]), les quartzites du Trias inférieur (GERLACH [35]).

Les schistes de Casanna inférieurs sont presque toujours séparés du Trias inférieur par les schistes de Casanna supérieurs, sauf sous le synclinal triasique de la Bella-Tola où l'on voit des schistes fins mélanocrates directement en contact avec le Trias inférieur. Nous n'avons pas fait une étude exhaustive du Trias, ne l'ayant pas suivi suffisamment loin au Nord et au Sud pour apporter des faits nouveaux aux problèmes d'ordre plus spécialement tectonique qui lui sont liés. Nous décrirons néanmoins les termes de notre région et spécialement ceux qui nous paraissent être permiens et werféniens.

Les différentes roches rencontrées au cours de cette étude ont été réparties en faciès et subfaciès, ces derniers pouvant être considérés comme termes de passage des premiers. Pour Eskola [31], une roche pourra être incluse dans un certain faciès quand, pour une composition chimique globale identique, elle possède un état minéralogique identique et quand cet état varie suivant des règles déterminées pour une variation de la composition chimique globale déterminée. De plus, la répartition de telle ou telle roche dans un certain faciès est indépendante de son origine. Chaque faciès sera donc caractérisé par une série de minéraux typomorphes ayant cristallisé dans des limites de pression et température données. Il constitue une série isophysique (Niggli [58]).

A ces roches de faciès, il faut ajouter, tant dans les schistes de Casanna inférieurs que dans les schistes de Casanna supérieurs, des roches plus différenciées, présentes en quantité beaucoup plus faible. Ce sont soit des roches d'apparence granitique, aplitique, pegmatitique, soit des roches en relation avec les filons minéralisés et les fahlbandes, soit enfin celles qui ne constituent que certains passages très peu fréquents dans les schistes. Dans le tableau ci-dessous qui nous permet de bien voir les passages de faciès à faciès et de faciès à subfaciès, ces roches sont notées entre guillemets.

Tableau récapitulatif

Faciès (type franc)	Subfaciès
SCHISTES DE CASANNA SUPÉRIEURS	
Quartzites	Quartzites massifs, plus ou moins séricitiques. Quartzites feuilletés, plus ou moins séricitiques. Quartzites conglomératiques. Quartzites gneissiques.
Phyllites	Phyllites chlorito-séricitiques. Phyllites plus ou moins chloriteuses. Phyllites feldspathiques. Phyllites à porphyroblastes de quartz.
«Roches d'habitus granitique, aplitique et pegmatitique.»	
SCHISTES DE CASANNA INFÉRIEURS	
Gneiss	Gneiss gaufré (Waffelgneiss). Gneiss chlorito-séricitique (Chloritsericitalbitgneis).
Schistes chlorito-séricitiques	«Schistes albito-chlorito-séricitiques».
Schistes chlorito-épidotiques	Schistes chlorito-épidotiques à spinelles. Schistes chlorito-épidotiques albitiques, plus ou moins séricitiques.
«Schistes chloriteux à ilménite et carbonates; schistes chloriteux feldspathiques.»	
Micaschistes	Schistes à deux micas. Schistes à deux micas grenatifères. Schistes à deux micas feldspathiques. Muscovitites. Schistes à chlorite et muscovite. Micaschistes passant aux phyllites.
«Schistes à biotite et séricite, biotitites à glaucophane, schistes chlorito-séricitiques à muscovite.»	
Prasinites	
Amphibolites épidotiques (Epidot-amphibolit des auteurs allemands)	Amphibolites épidotiques à grenats. Schistes à épidote et amphibole.
Amphibolites	Amphibolites feldspathiques, plus ou moins grenatifères. Amphibolites à grenats et épidote (avec plus ou moins de sphène).
«Amphibolites chlorito-feldspathiques, plus ou moins épidotiques; amphibolites chlorito-albitiques.»	

Les passages de l'un à l'autre de ces types de roches sont extrêmement variés, surtout entre les micaschistes et les phyllites d'une part, les schistes chlorito-séricitiques et les schistes à chlorite et muscovite d'autre part. Il s'ensuit que la limite entre Casanna inférieur et Casanna supérieur est une notion élastique, et que dans bien des cas ce n'est que la prédominance de tel ou tel faciès ou subfaciès sur tel autre, qui permet d'établir un contour. La délimitation entre les schistes de Casanna supérieur et le Trias inférieur, du fait qu'il existe un passage graduel entre les deux zones, est également peu aisée (Argand [5]).

CHAPITRE II

Les schistes de Casanna inférieurs

Généralités.

Ces schistes constituent la majeure partie de nos roches. Ce sont eux qui ont été principalement étudiés par Duparc et Ritter [28] dans le Val d'Hérens et dans le Val de Bagnes. Dans l'ensemble, on peut les diviser en deux grandes catégories: les micaschistes et les schistes fins. Ces derniers, constitués principalement d'épidote et d'amphibole, ont une structure blastopsammitique à blastopélitique. Plusieurs ont un grain si fin qu'ils ressemblent en coupe mince à des cornéennes. Entre les micaschistes et les schistes fins, il existe un type intermédiaire, le schiste chlorito-épidotique.

1. Amphibolites.

Les amphibolites n'occupent pas une zone bien déterminée. Nous les trouvons depuis le bord de la Navizence jusque près du Trias de la Bella-Tola. Elles sont toutes incluses dans des roches caractéristiques de l'épizone (Grubenmann [38]) et ont pour minéraux typomorphes la hornblende et l'albite. Elles se présentent en couches interstratifiées dans un complexe, qui peut varier des phyllites aux amphibolites épidotiques en passant par les micaschistes. Disons tout de suite que nous avons établi une distinction entre les amphibolites franches, granoblastiques, qui peuvent contenir de l'épidote, mais dans lesquelles l'amphibole prédomine largement, et les amphibolites épidotiques, dans lesquelles l'épidote est en quantité égale à celle de l'amphibole et dont la schistosité de cristallisation est nette. Un puissant complexe de ces roches, avec intercalations d'amphibolites franches, se trouve au-dessus du village de Quimet, de l'altitude 1400 m à 1800 m. En masse, les amphibolites franches sont de couleur vert foncé. Leur texture est en général massive, mais peut devenir schisteuse par déformation mécanique. La structure varie passablement. Elle peut être soit largement granoblastique, soit granoblastique à lépidoblastique, les cristaux d'amphibole étant séparés les uns des autres par une masse de fond constituée le plus souvent par de l'albite et subsidiairement par du quartz. Cette amphibolite aurait une origine éruptive et correspondrait à une ancienne roche basique métamorphosée. On en trouve en particulier un bon exemple dans le dévaloir Collioux à l'altitude de 1550 m et sur 5 m de puissance. Le banc est visible sur une longueur de 250 m. Nous verrons plus en détail les particularités de cette roche. La structure des amphibolites épidotiques et des schistes à épidote et amphibole est plutôt lépidoblastique, et même nématoblastique. Ces roches auraient une origine sédimentaire.

Le grenat est un minéral très répandu dans les amphibolites. Il peut se présenter sous forme de nombreux porphyroblastes (amphibolites à grenats) ou de petits cristaux plus ou moins abondants au titre de minéral subordonné ou accessoire. De telles roches grenatifères sont fréquentes sur le chemin de Saint-Luc à Ayer. Notons encore que toutes ces roches ont été ultérieurement séricitisées

et que la présence d'albite limpide est rare. Les autres minéraux ont également subi des remplacements nombreux. L'amphibole est chloritisée, biotitisée même; le grenat est remplacé par de la chlorite, de l'épidote, de la calcite.

Description.

On peut subdiviser les amphibolites en deux subfaciès:

1° Les amphibolites feldspathiques plus ou moins grenatifères.

2° Les amphibolites à grenats et épidote (avec plus ou moins de sphène).

1. Amphibolites feldspathiques.

Structure: granoblastique à porphyroblastique.

Minéraux principaux: amphibole, albite, séricite.

Minéraux subordonnés: épidote, sphène, quartz, chlorite, calcite, tourmaline, grenat.

Minéraux accessoires: ilménite, rutile.

L'amphibole se présente en prismes trapus et les sections ont souvent une forme de losanges plus ou moins arrondis. Ils sont inclus dans un fond feldspathique fortement séricitisé. Il s'agit d'un mélange pœciloblastique d'albite, de séricite, d'épidote, de quartz et de sphène. L'épidote et la zoïsite forment des agrégats gris noir en lumière naturelle. Cet habitus est caractéristique de la plupart de nos amphibolites.

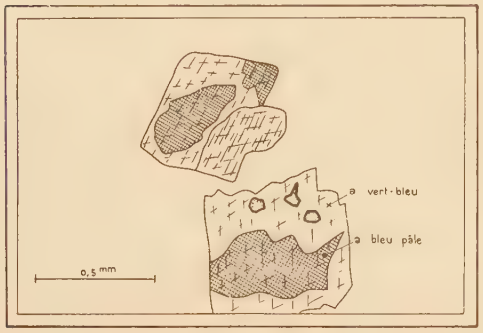


Fig. 2. - Mode de remplacement de l'amphibole vert-bleu par l'amphibole bleu pâle. Ech. 269. a = Amphibole. En pointillé: l'épidote.

L'amphibole est une hornblende de couleur vert-bleu, avec ng = vert foncé — bleu-verdâtre sale,
np = jaune avec une pointe de vert clair,
nm = vert foncé.

ng: c = 21—22° ng-np = 0,023 2 V = 85°.

Cette hornblende est présente non seulement dans les amphibolites, mais également dans tous les schistes fins mélanocrates. Elle est susceptible de petites variations, en particulier de pléochroïsme.

Dans le banc du dévaloir Collioux, cette amphibole vert-bleu est remplacée par une amphibole bleu pâle (fig. 2).

Caractéristiques:

ng = bleu verdâtre sale,
np = vert jaunâtre très clair,
mn = vert jaunâtre sale.

ng: c = 23° ng-np = 0,019.

Quand on suit ce banc d'amphibolite en direction, on observe des modifications, mais c'est en bordure qu'elles sont le mieux visibles. La hornblende se chloritise (fig. 3) et le remplacement peut aller jusqu'à faire de l'amphibolite un schiste chloriteux feldspathique. Il existe encore dans ce schiste une amphibole très pâle, différente des deux premières et toujours en faible proportion. Elle se présente sous forme de fines lamelles disséminées dans la roche.

Caractéristiques:

ng = bleu clair,
np = blanc verdâtre très clair,
nm = vert bleuâtre sale.

ng: = 22—24° ng-np = 0,019.

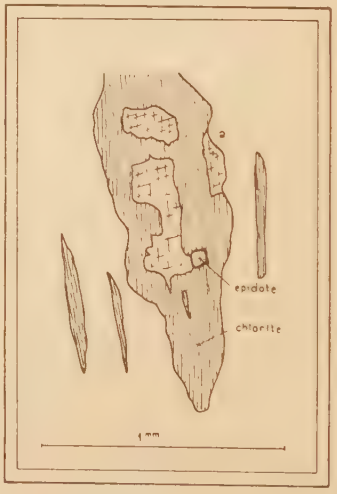


Fig. 3. - Chloritisation de la hornblende. Ech. 541. a = Amphibole.

La chlorite est représentée par une pennine avec allongement des fibres négatif et couleur de polarisation jaune laiton.

A son extrémité sud, le banc d'amphibolites est inclus dans une zone de fahlbandes, ces dernières sont, du reste, très nombreuses dans tout le dévaloir. A cet endroit, le schiste chloriteux feld-

spathique qui constitue le mur du banc d'amphibolite contient de grandes lamelles de biotite. Ces lamelles, disposées fréquemment en travers de la schistosité (fig. 4), ne sont pas altérées. Elles ne furent soumises qu'à de très faibles déformations mécaniques. L'ensemble de ces faits, ainsi que la présence dans cette même roche de filonnets de calcite et d'amas de tourmaline (avec ng bleu foncé et np bleu clair), fait penser à un apport métasomatique tardif qui serait la cause de cette biotitisation. Nous aurons l'occasion dans la deuxième partie de ce travail de constater un phénomène analogue à la mine des Moulins de Saint-Luc.

Fig. 4. - Lamelles de biotite non altérées, disposées en travers de la schistosité du schiste chloriteux feldspathique. Ech. 534.

Nous avons également observé un phénomène de biotitisation de l'amphibole à l'Est de l'Illpass et au pied de la paroi du Schwarzhorn. Tous les termes de passage peuvent être notés. Tout d'abord, ce sont de très fines lamelles de biotite qui s'insinuent dans les clivages de l'amphibole (fig. 5); en second lieu, la biotite à partir des bords gagne de proche en proche le centre du minéral et finit par le remplacer complètement. La forme du cristal d'amphibole est néanmoins parfaitement conservée. Ces remplacements sont en général accompagnés d'une plus forte proportion de séricite et de calcite que dans les amphibolites feldspathiques ordinaires. La calcite apparaît principalement comme constituant d'un remplacement qui affecte tout spécialement les grenats.

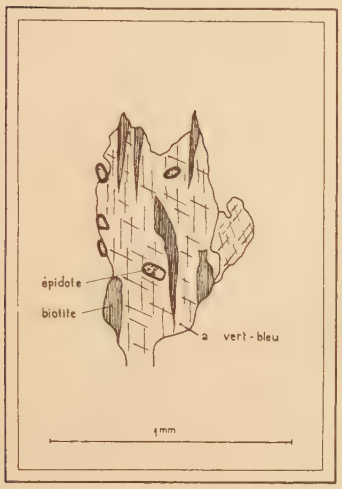


Fig. 5. - Biotitisation de l'amphibole vert-bleu. Ech. 518.
a = Amphibole.

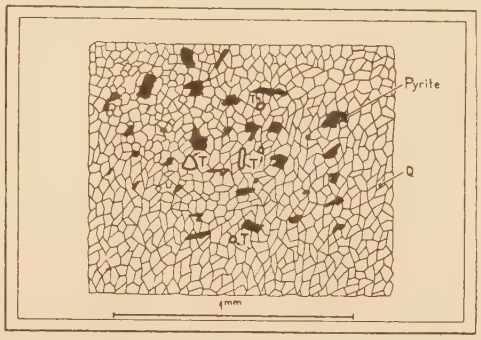


Fig. 6. - Structure d'une fahlbande. Ech. 515.
Q = Quartz. T = Tourmaline.

Là aussi, l'amphibolite, siège de la transformation, est en relation directe avec une fahlbande. Des filets de limonite s'insinuent un peu partout le long des clivages et entre les grains de l'amphibole. La fahlbande est fortement pyriteuse. Constituée principalement par du quartz, elle renferme avec la pyrite un peu de tourmaline (fig. 6).

Sur le chemin de Saint-Luc à Ayer, à la hauteur du village de Quimet, des amphibolites grenatifères en relation avec des fahlbandes montrent également d'intéressants termes de passage. Le plus important est celui qui relie l'amphibolite franche à une amphibolite chlorito-feldspathique. La structure de la roche devient hétéroblastique. Le grenat est presque complètement remplacé par de la chlorite (fig. 7); seules les formes

Fig. 7. - Chloritisation du grenat dans une amphibolite chlorito-feldspathique. Ech. 446.

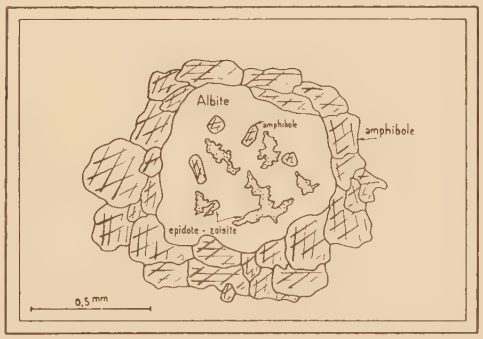


Fig. 8. - Plage d'albite contenant de nombreux agrégats d'épidote et de zoïsite. Ech. 446.

sont conservées. L'amphibole non atteinte constitue des prismes trapus, des losanges aux contours arrondis. Ils sont inclus dans un fond feldspathique qui lui-même est fortement séricitisé. Dans les amphibolites non altérées, les plages de feldspath sont de l'albite. Elles contiennent de nombreux agrégats de zoïsite gris noir en lumière naturelle (Zoisitbesen des auteurs allemands) (fig. 8).

Nous donnons ci-dessous une analyse chimique de l'amphibolite du dévaloir Collioux, effectuée par le professeur Jakob de Zurich.

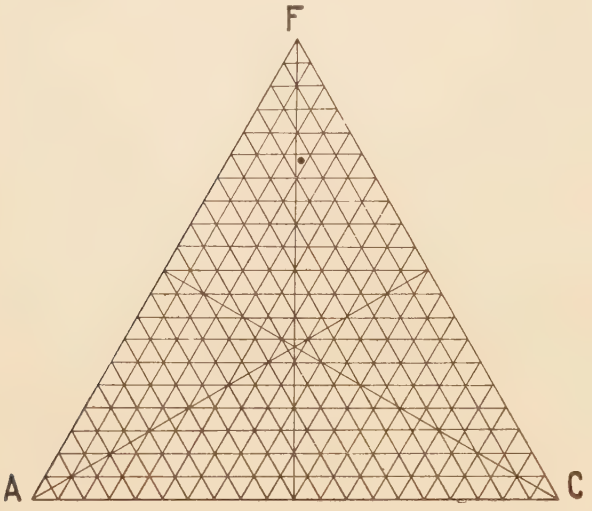


Fig. 9. - Triangle de Becke. • = Amphibolite du dévaloir Collioux.

	%
SiO_2	45,66
TiO_2	1,30
Al_2O_3	14,83
Fe_2O_3	5,95
FeO	9,32
MnO	0,15
MgO	5,27
CaO	8,62
Na_2O	2,60
K_2O	2,77
$+H_2O$	3,40
$-H_2O$	0,02
P_2O_5	0,21
CO_2	0,00
	100,11

Nous avons, pour les différents paramètres de la classification d'Osann [**64**], les valeurs suivantes:

S	=	52,35	F	=	28,05	f	=	14,80
A	=	4,80	a	=	2,50	K	=	0,78
C	=	4,99	c	=	2,70	N	=	1,44

Les grandeurs a, c, f reportées sur le triangle de Becke (fig. 9) donnent un point figuratif qui tombe dans le champ caractéristique des prasinites et des amphibolites.

Si l'on reporte maintenant les coefficients α et β de Loewinson-Lessing sur une courbe d'allure exponentielle (Sigg [**70**]) ayant α pour ordonnée et β pour abscisse (fig. 10), les valeurs de α et β variant de celle du granite à celle de la dunite, nos voyons que notre roche tombe à cheval sur les valeurs caractéristiques d'une diorite avec $\alpha = 1{,}5$ et $\beta = 86{,}1$. C'est également la zone où se groupent les amphibolites et les prasinites étudiées par Bartholmes [**12**].

En paramètres de Niggli [**60**], l'analyse de cette roche s'interprète comme suit:

al	=	21,7	si	=	113,2
alk	=	10,6	ti	=	2,42
c	=	22,9	h	=	28,30
fm	=	50,2	p	=	0,22

Si' = 147,8 QZ = − 34,6 C : fm = 0,45

k = 0,41 mg = 0,39

Nous sommes dans la Ve Section de Niggli.

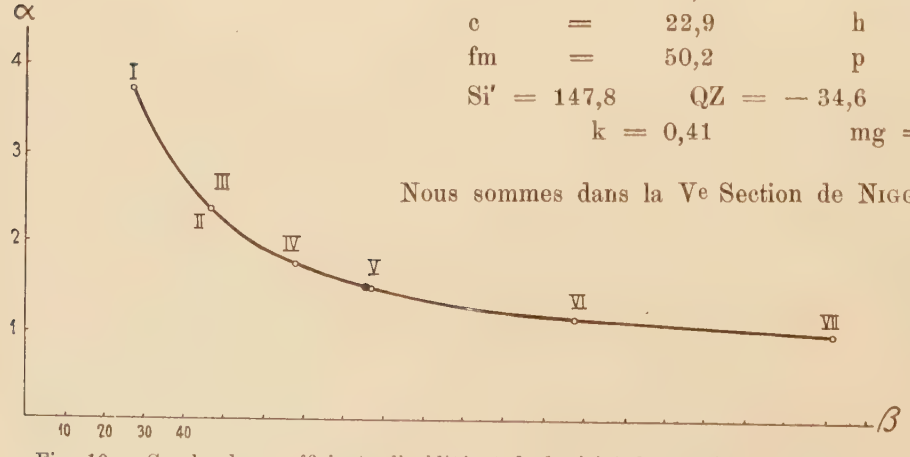


Fig. 10. - Courbe des coefficients d'acidité et de basicité du granite à la dunite.

I. Granite.
II. Plagio-granite.
III. Dacite.
IV. Diabase porphyrite.
V. Diorite.
VI. Koswite.
VII. Dunite.
• = amphibolite du dévaloir Collioux.

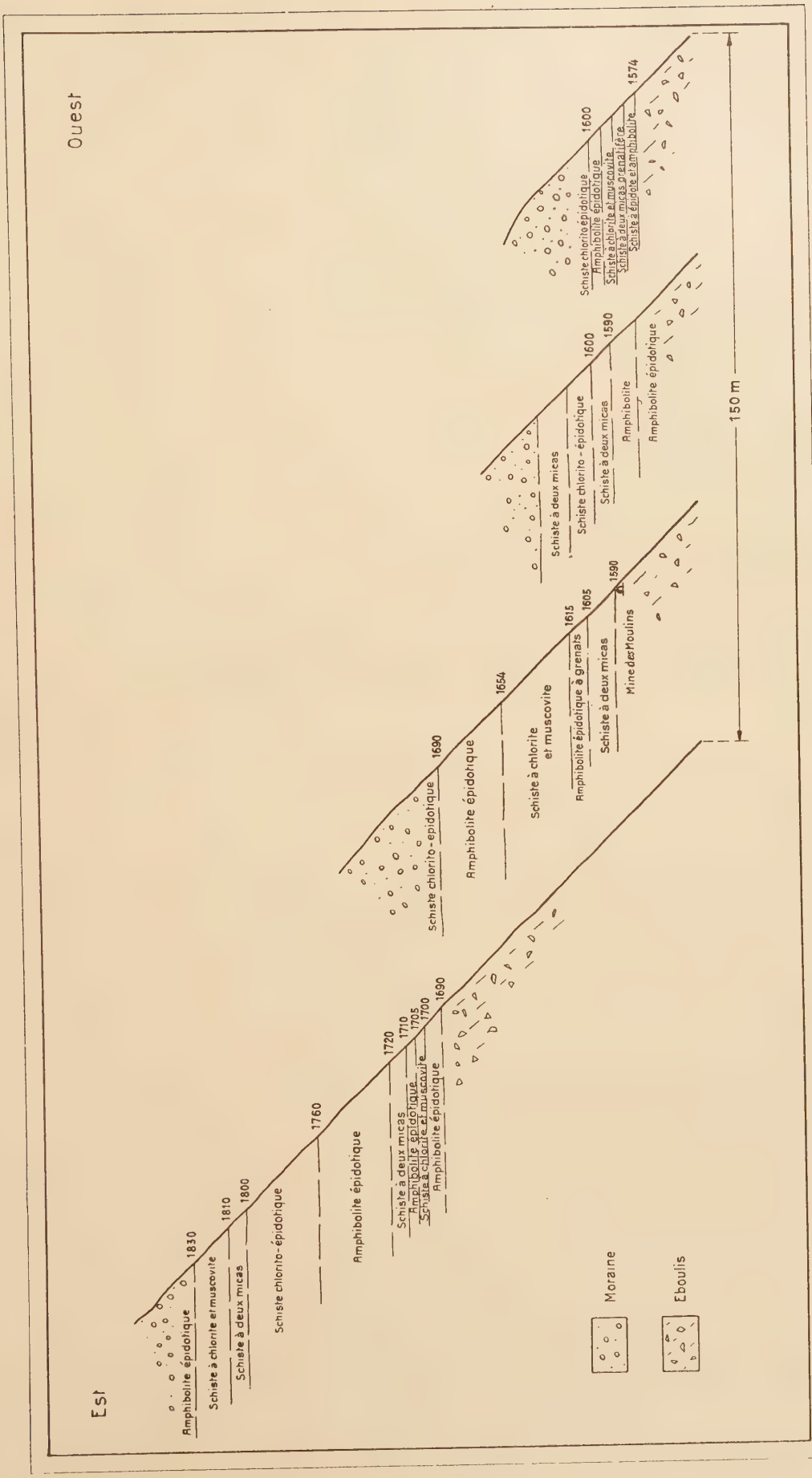


Fig. 11. - Coupe Est-Ouest montrant la succession des faciès de la région Mine des Moulins de St-Luc.

Etant donné que certaines roches sédimentaires peuvent donner naissance à des roches métamorphiques de même composition minéralogique que celles qui dérivent de roches éruptives (Dumas [27], Deverin [23]), une amphibolite franche, noyée dans un complexe d'amphibolite épidotique et de schistes à épidote et amphibole, pourrait être considérée comme un terme un peu plus différencié du reste, mais tout de même d'origine sédimentaire, d'origine marneuse par exemple, les conditions de sédimentation et la nature des dépôts étant les mêmes pour toute la série. Mais si par ailleurs nous trouvons une amphibolite franche interstratifiée dans un complexe phylliteux, l'origine sédimentaire ne peut plus être prise en considération. En effet, jamais on ne constate dans les schistes de Casanna d'origine sédimentaire de telles discontinuités dans la nature des dépôts successifs. Il existe bien des variations nombreuses, mais les récurrences qui sont la règle générale continuent de parler en faveur de conditions de sédimentation qui dans l'ensemble évoluèrent de façon progressive (fig. 11).

Il s'ensuit que cette amphibolite est le produit de l'intrusion d'une masse allogène, qui a pris place dans les phyllites. C'est en particulier le cas pour l'amphibolite de la base du dévaloir Collioux et, par induction, pour toutes les amphibolites franches de la région.

2. Amphibolites à grenat et épidote (avec plus ou moins de sphène).

Structure: granoblastique à porphyroblastique, lépidoblastique.

Minéraux principaux: amphibole, albite, grenat, épidote.
Minéraux subordonnés: séricite, quartz, carbonate, sphène.
Minéraux accessoires: minéraux opaques (indéterminés), zircon, apatite.

La masse de fond est faite d'amphibole, d'albite et d'épidote. Les porphyroblastes de grenat sont le plus souvent de forme arrondie mais peuvent posséder les faces du dodécaèdre. Ils sont de couleur rosée, ont un diamètre moyen de 2 mm et contiennent souvent de multiples inclusions d'épidote. Le long des systèmes de cassures, de nombreux remplacements affectent ces porphyroblastes qui sont alors chloritisés et calcitisés.

2. Amphibolites épidotiques.

Deux subfaciès sont à envisager:

1° les amphibolites épidotiques à grenats,
2° les schistes à épidote et amphibole.

La proportion de quartz est ce qui distingue les deux termes. L'albite est un constituant qui peut être soit principal, soit subordonné, de même que le sphène peut passer du rang de minéral accessoire au rang de minéral principal.

1° Amphibolites épidotiques à grenats.

Structure: granoblastique à lépidoblastique.

Minéraux principaux: amphibole, épidote, albite, séricite, grenat.
Minéraux subordonnés: quartz, sphène.
Minéraux accessoires: limonite, rutile (ilménite, goethite).

L'amphibole est une hornblende vert-bleu, celle que nous avons déjà rencontrée lors de la description des amphibolites. L'épidote possède deux habitus; elle peut être bien cristallisée sous forme de prismes, ou constituer des agrégats gris-noir avec la zoïsite.

Le grenat peut former soit des porphyroblastes de 0,5 à 1 mm de diamètre, soit des agrégats de petits cristaux possédant des contours cristallins très nets.

Lorsque ces agrégats d'épidote ou de grenats augmentent de diamètre, on passe à une structure hétéroblastique. Au plus fort grossissement, ces agrégats se résolvent en petits cristaux de grenats ou d'épidote avec quartz et albite à structure microdiablastique.

Les remplacements sont analogues à ceux que l'on observe chez les amphibolites. La chlorite, parfois abondante, a généralement les caractères d'une pennine très dispersive, plus rarement ceux du clinochlore. Le sphène, qui peut être très abondant, est presque toujours associé à de l'ilménite

(fig. 12) ou à du leucoxène. Cette association est du reste valable pour la presque totalité de nos roches. L'oligiste et la pyrite sont néanmoins assez fréquents.

Notons encore un phénomène de remplacement particulier observé dans une amphibolite épidotique à grenats au toit du filon de la mine des Moulins. L'épidote est remplacée par une hornblende bleu clair qui se déploie en fines gerbes d'habitus actinolitique.

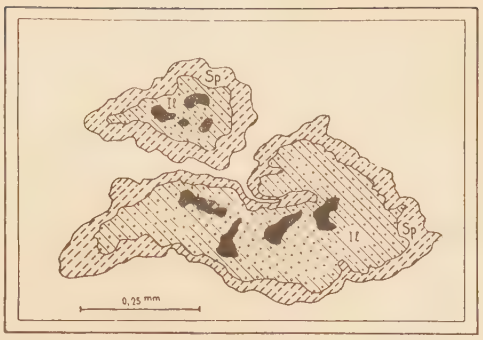


Fig. 12. - Association caractéristique de sphène et d'ilménite. Ech. 149 bis. Il = Ilménite. Sp = Sphène. En noir: la gangue.

2° Schistes à épidote et amphibole.

Structure: lépidoblastique, plus rarement porphyroblastique.
Minéraux principaux: épidote, amphibole, quartz.
Minéraux subordonnés: albite, séricite.
Minéraux accessoires: ilménite, sphène.

Le quartz peut être disséminé dans toute la roche, mais le plus souvent il forme de petites veinules parallèles de 0,5 à 1 mm d'épaisseur. Cette variété de roche forme fréquemment sur le terrain le passage entre les amphibolites épidotiques et les schistes chlorito-épidotiques.

Il est fréquent de voir, dans les fissures et diaclases de ces mêmes roches, des placages de minerai. Leur présence est particulièrement frappante à l'alpage de Garboula, au pied du versant Sud de la crête Nord de la Bella-Tola, et à l'altitude de 2500—2600 m. Ils ont de 1 à 2 mm d'épaisseur et sont constitués par de l'oligiste finement micacé.

3. Prasinites (Ortho-amphibolites de Rosenbusch).

Les prasinites sont connues avec d'autres roches similaires sous le nom de « pietre verdi », nom qui leur fut attribué par l'école italienne (Franchi [**33, 34**] et Novarese [**63**]).

La composition minéralogique des prasinites étant assez variable, le terme de prasinite qualifie plus un ensemble structural qu'une roche parfaitement définie (Weg [**79**]). Ainsi nous distinguerons les prasinites schisteuses, lenticulaires, grenues. A cette dernière structure correspondent les ovardites, roches dans lesquelles le feldspath forme de petits globules au milieu d'éléments colorés. Les roches prasinitiques, d'après Bartholmes [**12**], peuvent contenir les éléments principaux suivants: une amphibole (actinote, hornblende, glaucophane); de l'épidote (zoïsite), de la chlorite, un plagioclase.

La couleur de la roche change avec la prédominance de tel minéral sur tel autre. Elle sera grise s'il y a abondance de zoïsite, vert clair si c'est la chlorite qui prédomine, vert pistache pour les prasinites chlorito-épidotiques, vert foncé pour les prasinites à amphibole.

Ces roches peuvent avoir soit une origine tuffacée, pouvant alors passer par diffusion lente ou rapide à des roches d'origine marneuse par exemple, dans lesquelles elles sont le plus souvent noyées, soit une origine impliquant l'existence de roches intrusives proprement dites, gabbro-dioritiques, donnant alors naissance aux sills prasinitiques.

Dans la région qui nous occupe, le faciès prasinitique est très peu représenté. Nous l'avons découvert en deux endroits seulement: au pas des Mosses près de Chandolin et sur la crête Nord de la Bella-Tola, à l'altitude de 2670 m.

En premier lieu, il s'agit d'une ovardite; en second lieu, d'une roche à faciès prasinitique écrasée.

Nous décrirons tout d'abord l'ovardite.

Minéraux principaux: amphibole, albite, chlorite.
Minéraux subordonnés: épidote, sphène, séricite, calcite.
Minéraux accessoires: minéraux opaques, quartz, grenats.

L'amphibole est une hornblende vert-bleu avec

ng = vert-bleu,
np = jaune clair avec une pointe de vert,
nm = vert clair.

ng: c = 19 - 20° ng — np = 0,024.

Une amphibole tout à fait semblable est décrite par Kräutner [49], dans le massif de Rodna dans l'Est carpathique, en liaison avec des faciès amphibolitiques très analogues aux nôtres.

Le feldspath, une albite à 6 % d'anorthite, est pœciloblastique avec la séricite, l'épidote, la chlorite, l'amphibole et le sphène. La chlorite est une pennine avec couleurs d'interférence bleu-violet foncé.

Cette ovardite se présente sous forme d'un banc d'environ 3 m de puissance, que l'on peut suivre en direction sur une centaine de mètres. La roche située au toit et au mur est un schiste chlorito-muscovitique. En suivant ce banc en direction, nous avons observé de nombreuses variations dans la composition de la roche. Tout d'abord une amphibolite chlorito-albitique, puis un schiste chloriteux-feldspathique, passant à un schiste albito-chlorito-séricitique. L'ovardite commence par devenir schisteuse, les globules de feldspath sont orientés, s'aplatissent. La proportion de la pennine augmente, puis la roche devient nettement schisteuse, la chlorite intimément associée à la séricite forme des rubans sinueux. Les globules d'albite aplatis se sont transformés en petites plaques associées à du quartz.

Nous avons certainement là un exemple de déformation mécanique.

Sur la crête Nord de la Bella-Tola, la roche bien qu'elle ait conservé un faciès prasinitique, témoigne de transformations plus amples que l'ovardite du Pas des Mosses. Elle est incluse dans un schiste à deux micas qui lui-même passe à un schiste chlorito-séricitique à muscovite.

Structure: granoblastique à lépidoblastique, par action mécanique postérieure à la cristallisation.

Minéraux principaux: albite, amphibole, biotite, chlorite (épidote).
Minéraux subordonnés: séricite, quartz, sphène, grenat.
Minéraux accessoires: ilménite, limonite, apatite.

La hornblende, comme à l'Est de l'Illpass, est remplacée par la biotite et par une pennine aux couleurs de polarisation bleu-violet.

4. Micaschistes.

Les micaschistes forment une part importante de nos schistes. Ils sont susceptibles de grandes variations dans leur composition minéralogique ainsi que dans leur structure. Les termes de passage sont le fait courant, alors qu'un micaschiste type est plutôt un fait d'exception.

Nous avons déjà mentionné plus haut l'existence des passages nombreux des micaschistes aux phyllites, ainsi que des micaschistes aux schistes chlorito-séricitiques en passant par les schistes à chlorite et muscovite. Nous décrirons plus en détail ces roches de transition à la fin de ce paragraphe.

1° Schistes à deux micas francs.

Structure: granuloblastique à lépidoblastique.

Minéraux principaux: quartz, muscovite, biotite.
Minéraux subordonnés: albite, séricite, chlorite, grenat.
Minéraux accessoires: tourmaline, ilménite, sphène, zircon, épidote.

Le quartz, associé parfois à de l'albite séricitisée, forme des veinules plus ou moins parallèles entre les lits de micas. La muscovite se présente en longues lamelles aux couleurs de polarisation vives et soyeuses. La biotite, en général fraîche, est par endroits un peu chloritisée.

Le quartz est, dans l'ensemble, peu cataclastique, mais possède néanmoins des extinctions onduleuses. Les grains sont engrenés les uns dans les autres et largement cristallisés.

La tourmaline possède les caractères suivants:

ng = gris-vert olive foncé,
np = gris-bleu très pâle.

Ce minéral est fréquent dans les micaschistes et conserve partout les mêmes caractères.

Lorsque les grenats deviennent plus abondants et plus gros, la roche passe au schiste à deux micas grenatifère à structure porphyroblastique. Les porphyroblastes sont en général arrondis et de couleur rosée. Ils contiennent des inclusions nombreuses de quartz et d'épidote et sont remplacés par la chlorite le long de leurs fractures. Autour des cristaux de grenat les plus gros, les éléments lamellaires sont déviés (fig. 13) et épousent le contour du cristal (Mügge [55]). Cette structure, de même que les extinctions onduleuses du quartz, témoignent en faveur d'actions mécaniques postérieures à la cristallisation.

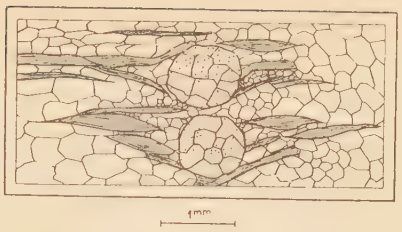


Fig. 13. - Exemple de ploiement des minéraux lamellaires autour des cristaux de grenats. Ech. 550. En blanc: le quartz. En pointillé: le grenat. Ombré: la muscovite et la biotite.

Il n'est pas rare également d'observer des phénomènes de laminage. Les échantillons de micaschistes provenant de la partie inférieure du Meiden-Pass nous en fournissent de bons exemples.

Les lamelles de muscovite acquièrent la forme de fuseau dont les extrémités se terminent en traînées séricitiques. La séricite peut également former un manteau en bordure de la lamelle muscovite (fig. 14).

Fig. 14. - Lamelles de muscovite en fuseau, dont les extrémités passent à la séricite par déformation mécanique. Ech. 560. M = Muscovite. S = Séricite. En blanc: le quartz.

Quand la transformation s'accuse, le schiste à deux micas passe à un schiste à biotite et séricite. La biotite se transforme à son tour en fines lamelles de chlorite associées intimément à la séricite. Comme autre phénomène mécanique fréquent, disons encore que les porphyroblastes, soit de micas, soit d'amphiboles, peuvent tourner jusqu'à se mettre à 90° de leur position initiale, en travers de la schistosité (Mügge [55]).

Suivant la proportion d'albite, nous constatons l'existence de nombreuses roches de passage; ce sont les schistes à deux micas feldspathiques. A part leur plus grande quantité d'albite, ces schistes ne diffèrent pas quant au reste de ceux que nous avons décrits plus haut.

En plus des variétés de schistes à deux micas dont nous venons de parler, nous trouvons de nombreux micaschistes sans biotite, celle-ci n'ayant jamais existé ou s'étant complètement transformée en chlorite. Nous les avons nommés muscovitites.

Structure: lépidoblastique, souvent plissotée.

Minéraux principaux: muscovite, quartz.

Minéraux subordonnés: albite, chlorite, séricite, minéraux opaques.

Minéraux accessoires: limonite, tourmaline, sphène, zircon, épidote, apatite, grenats.

La muscovite forme souvent des amas glanduleux, séparés les uns des autres par des veinules de quartz à extinctions onduleuses.

Les minéraux opaques sont particulièrement abondants et la disposition des grains fréquemment hélicitique.

Si maintenant la chlorite devient abondante, nous passons au schiste à chlorite et muscovite ou au schiste chlorito-séricitique à muscovite. Ces termes, de même que les micaschistes-phyllites dont il va être question, figurent souvent sur notre carte. Ces subfaciès mettent ainsi bien en évidence l'évolution de l'ensemble de ces roches qui toutes tendent vers une composition minéralogique de plus en plus caractéristique des niveaux les plus élevés de l'épizone.

2° Micaschistes-phyllites.

Structure: lépidoblastique à porphyroblastique.

Minéraux principaux: muscovite, séricite, quartz (albite, chlorite).

Minéraux subordonnés et accessoires: matières charbonneuses, zircon, grenats, limonite, sphène, ilménite, apatite, tourmaline.

Les porphyroblastes sont le plus souvent formés d'albite pœciloblastique avec quartz et séricite. Les éléments lamellaires forment des rubans dont les minéraux constitutifs sont la séricite et la muscovite. Dans certains cas, cette dernière n'existe plus qu'à l'état de reliquat. Le quartz accuse volontiers une plus forte cataclase que dans les autres micaschistes et peut par endroits passer à une véritable purée.

La tourmaline, presque toujours présente, peut devenir minéral principal et forme alors de longs et minces prismes noyés dans la roche. C'est sur l'alpe de Chandolin que ces schistes à tourmaline sont le mieux représentés.

5. Schistes chlorito-épidotiques.

Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, les schistes chlorito-épidotiques sont presque toujours situés entre les amphibolites épidotiques et les micaschistes.

1° Schistes chlorito-épidotiques francs.

Structure: granuloblastique à lépidoblastique, par endroits diablastique ou porphyroblastique.
Minéraux principaux: chlorite, épidote, quartz.
Minéraux subordonnés: albite, séricite, amphibole, (sphène).
Minéraux accessoires: limonite, calcite, ilménite, rutile.

La chlorite est en général du clinochlore avec

ng = jaune très clair,
np = vert sale avec une pointe de bleu clair.

$2E = 45°$, signe +, allongement des fibres négatif.

L'épidote possède tous les habitus; elle forme en particulier avec le quartz des amas à contours plus ou moins rectangulaires, de très petits cristaux à structure microdiablastique.

Les lamelles de chlorite peuvent par groupement constituer de larges individus dans la roche. Les grains de quartz offrent souvent l'aspect d'une belle mosaïque.

L'amphibole, parfois encore abondante, montre bien l'étroite parenté que ce faciès possède avec les schistes à épidote et amphibole.

2° Schistes chlorito-épidotiques à magnétite.

Sous un grossissement faible, la roche a l'apparence d'une cornéenne. C'est là un trait caractéristique des schistes chlorito-épidotiques d'avoir souvent un grain extrêmement fin.

Structure: finement granoblastique à lépidoblastique, pour la pâte; porphyroblastique pour l'ensemble de la roche.
Minéraux principaux: chlorite, épidote, quartz, magnétite, amphibole.
Minéraux subordonnés: albite, séricite.
Minéraux accessoires: calcite, sphène.

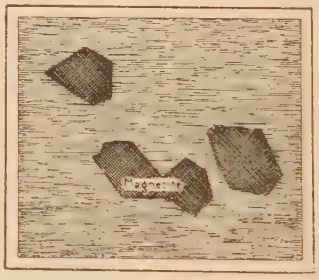


Fig. 15. - Porphyroblastes de magnétite caractéristiques des schistes chlorito-épidotiques. Ech. 401.

Les porphyroblastes de magnétite aux contours cristallins parfaits (fig. 15) ont un diamètre de 1 à 2 mm. Souvent ils affectent en coupe mince la forme de triangle.

Nous trouvons cette roche en deux endroits: au sommet du dévaloir Collioux et au Nord du Pas du Bœuf.

3° Schistes chlorito-épidotiques albitiques, plus ou moins séricitiques.

Structure: granoblastique à hétéroblastique.
Minéraux principaux: chlorite, épidote, albite, quartz, séricite.
Minéraux subordonnés: ilménite.
Minéraux accessoires: sphène, rutile, limonite.

La roche fait penser à une amphibolite feldspathique transformée; l'épidote est associée à des agrégats très dispersifs du groupe de la zoïsite (clinozoïsite), l'albite est fortement séricitisée; la chlorite, aux couleurs d'interférence bleu-violet très foncé à brun foncé, a les caractères suivants:

ng = vert-bleu olive,
np = jaune verdâtre très clair,
nm = verdâtre.

Signe optique négatif, allongement des fibres positif.

C'est une pennine commune. L'ilménite particulièrement abondante offre de nombreux exemples de remplacement par le sphène et le rutile (fig. 16 et fig. 17).

Fig. 16. - Remplacement de l'ilménite par le sphène. Ech. 149.

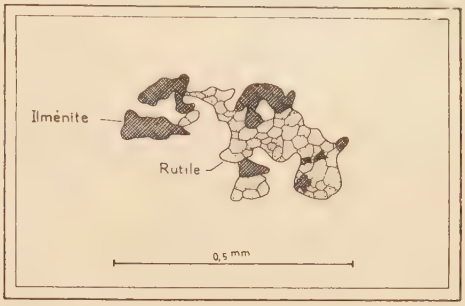


Fig. 17. - Remplacement de l'ilménite par le rutile. Ech. 149.

Nous décrirons encore un terme de passage observé sur l'alpage de Praz-Riond dans un schiste chlorito-épidotique. Le schiste franc passe à un schiste chloriteux à ilménite et carbonate. Il semble que la roche a subi une sorte de lessivage qui n'a laissé subsister que la chlorite et le quartz, et que par ailleurs la quantité d'ilménite et de calcite a augmenté.

Minéraux principaux: chlorite (pennine), quartz, albite, ilménite, carbonate.
Minéraux subordonnés: sphène, épidote, séricite.
Minéraux accessoires: limonite, zircon apatite.

6. Schistes chlorito-séricitiques.

Les schistes chlorito-séricitiques peuvent être considérés avec les micaschistes-phyllites comme un pont entre les schistes de Casanna inférieurs et les schistes de Casanna supérieurs.

Structure: granoblastique à lépidoblastique.
Minéraux principaux: quartz, chlorite, séricite (avec plus ou moins d'albite).
Minéraux subordonnés à accessoires: minéraux opaques, tourmaline, sphène, épidote, zircon.

La chlorite pennine et la séricite sont généralement en égales proportions. La tourmaline se présente sous forme d'abondants petits cristaux disséminés dans la roche. L'albite est dans l'ensemble peu séricitisée. Les minéraux opaques ont l'habitus de bâtonnets à structure plus ou moins hélicitique.

Des schistes chlorito-séricitiques, on passe aux phyllites proprement dites par régression de chlorite. Ce sont les termes intermédiaires qui, sur le terrain, sont les plus fréquents. La structure de la roche est alors finement granoblastique pour le quartz, qui forme le fond de la préparation, et lépidoblastique plissotée pour les éléments lamellaires.

Il nous reste maintenant à examiner deux roches qui, dans les schistes de Casanna inférieurs, ne se trouvent qu'à l'état sporadique. Il s'agit de roches à faciès gneissique, à savoir un gneiss chlorito-séricitique et le gneiss gaufré. Nous n'avons trouvé chacune de ces roches qu'en un seul endroit et sur très peu de distance.

7. Roches à faciès gneissique.

1° Gneiss gaufré (Waffelgneiss des autres allemands).

Nous le trouvons sur l'alpe de Chandolin et plus particulièrement au même endroit que l'ovardite décrite plus haut et, comme elle, en liaison avec des micaschistes sans biotite.

Fig. 18. - Porphyroblaste d'albite criblé d'inclusions de grenats, de chlorite, de séricite. Les éléments lamellaires acquièrent tout autour une structure pseudo-fluidale. Ech. 453. S = Séricite. Q = Quartz. En pointillé: le grenat. Hachures entrecroisées: le grenat chloritisé et la chlorite.

Structure: porphyroblastique.

Minéraux principaux: albite, chlorite, muscovite, séricite.

Minéraux subordonnés: grenats, quartz, biotite.

Minéraux accessoires: minéraux opaques, limonite, tourmaline, rutile, un peu d'épidote, sphène, zircon.

L'albite, qui forme de magnifiques porphyroblastes (fig. 18), possède une structure assez particulière. Les inclusions peuvent présenter une apparence hélicitique. Les plages sont pœciloblastiques avec le grenat, la chlorite, la séricite, le quartz.

Les grenats abondants sont de petite taille, à contours cristallographiques nets et disséminés dans le feldspath. Ils sont pour la plupart chloritisés, surtout dans les cassures. La muscovite forme des fuseaux qui aux extrémités passent à la séricite. Le quartz possède des extinctions onduleuses et les figures de Böhm y sont nombreuses. La tourmaline est nettement pléochroïque:

ng = brun violacé,
np = brun clair.

Wegmann [81] cite ce gneiss dans le complexe de la Garde sous les noms de gneiss chlorito-séricitique et de Waffelgneiss, en raison de l'apparence brillante et gaufrée qu'offre la cassure principale. Halm [40] également, dans son profil de la pointe de Zirouc, décrit cette roche sous le nom de «Albitporphyroblastische Glimmerschiefer», limité au toit par des quartzites chlorito-séricitiques à carbonate et au mur par une zone d'intrusions aplitiques.

Sur le chemin de Saint-Luc à Chandolin et à la hauteur des prés de Gosan, nous trouvons un gneiss chlorito-séricitique à structure porphyroblastique-lépidoblastique.

Minéraux principaux: albite, quartz, séricite, chlorite.
Minéraux subordonnés: muscovite en reliquats, calcite.
Minéraux accessoires: apatite, minéraux opaques, limonite, tourmaline, épidote, zircon.

L'albite est séricitisée et pœciloblastique. Le quartz est composé de grains engrenés les uns dans les autres, et forme dans la roche des veinules à extinctions onduleuses. La chlorite est une pennine très dispersive dans le violet foncé. Les manifestations cataclastiques sont abondantes.

CHAPITRE III

Les schistes de Casanna supérieurs

Généralités

Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, les schistes de Casanna supérieurs ne forment qu'une petite partie de l'ensemble de nos roches. Leur épaisseur à la base des quartzites du Trias inférieur est en moyenne d'une centaine de mètres. Sous le synclinal de quartzites triasiques de la Bella-Tola, ils n'ont plus que quelques mètres d'épaisseur et peuvent disparaître complètement.

Il s'agit pour l'ensemble de ces roches d'un complexe quartzo-phylliteux susceptible de modifications rapides, tant dans la proportion relative des différents minéraux constitutifs que dans sa structure. Ici aussi, comme dans les schistes de Casanna inférieurs, les modifications dues à des mouvements tectoniques postérieurs à la formation primaire de la roche sont très fréquentes. Les structures blastopsammitiques et blastopséphitiques sont néanmoins, dans la plupart des roches, encore bien visibles. Le passage des schistes de Casanna supérieurs aux schistes de Casanna inférieurs est formé par deux types de roches, à savoir les micaschistes-phyllites et schistes chlorito-séricitiques.

En plusieurs points, ces deux schistes alternent avec des phyllites proprement dites, plus ou moins chloriteuses. Il semble que ces phyllites sont des micaschistes qui ont évolué et dont les reliquats de muscovite ont complètement disparu. Du reste, les termes de passage où ces reliquats sont encore présents sont à l'appui de cette hypothèse. De plus, la couleur et la structure de ces phyllites diffèrent de celles des phyllites types des schistes de Casanna supérieurs. Ce sont des roches gris-vert bleu, d'apparence plutôt rubannée.

D'une façon générale, la quantité de feldspath est beaucoup plus faible que dans les schistes de Casanna inférieurs. Toutefois certaines roches en contiennent, et dans ce cas, à côté de l'albite, nous trouvons souvent du microcline.

Description des différents faciès.

1° Phyllites chlorito-séricitiques.

Il s'agit d'une roche d'apparence ridée, de couleur gris-bleu foncé, la seule de cette teinte que nous ayons trouvée dans les schistes de Casanna supérieurs (Illpass).

Structure: gaufrée, finement lépidoblastique avec schistosité de cristallisation nette.

Minéraux principaux: séricite, chlorite (minéraux opaques, quartz).

Minéraux subordonnés à accessoires: apatite, tourmaline, épidote, sphène, zircon.

Quand on tourne la platine du microscope, l'ombre due aux extinctions parcourt la coupe comme une vague (fig. 19) Sur l'axe des microplissements les éléments lamellaires sont déviés perpendiculairement à la schistosité, de même que les grains d'ilménite, très abondants (Sander [65], Weinschenk [83], [84]). Ces derniers donnent naissance sur la cassure transversale de la roche à de fines lignes noires (Cloos 19]).

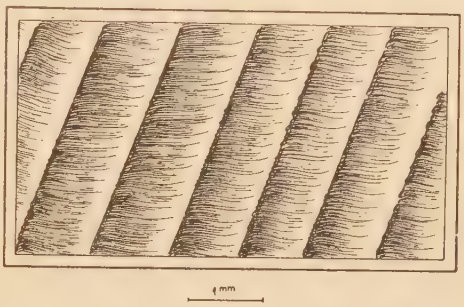


Fig. 19. - Structure gaufrée d'une phyllite chlorito-séricitique, particulièrement évidente en nicols croisés. Ech. 523.

La séricite et la chlorite en fines écailles serrées forment la presque totalité de la roche. Le quartz en petits cristaux allongés, cataclastiques, est uniformément disséminé dans la masse de fond.

2° Phyllites (avec plus ou moins de chlorite).

Couleur: gris-vert clair.
Texture: finement schisteuse plissotée.
Structure: finement lépidoblastique.
Minéraux principaux: séricite, quartz, (chlorite).
Minéraux subordonnés: minéraux opaques, limonite.
Minéraux accessoires: apatite, sphène, tourmaline, zircon.

La séricite forme des rubans plus ou moins sinueux dans la roche. Entre ces rubans, le quartz remplit tout l'espace. Il est formé de grains cataclastiques engrenés les uns dans les autres, finement granoblastiques. La chlorite (pennine) est en général en petites lamelles éparses.

A la base du dévaloir de la Barma, la séricite est la variété phengite dans une phyllite fortement déformée, plissotée.

3° Phyllites feldspathiques.

Couleur: vert pomme.
Structure: finement lépidoblastique à porphyroblastique.
Minéraux principaux: phengite, quartz, microcline.
Minéraux subordonnés à accessoires: albite, rutile, sphène, tourmaline, limonite.

La séricite en fines lamelles forme avec le quartz la masse de fond dans laquelle s'isolent de petits porphyroblastes de microcline et d'albite. Les plages de microcline sont kaolinisées. La structure

initiale n'est presque pas modifiée, sauf autour des porphyroblastes de feldspath où la déformation mécanique affecte plus ou moins les éléments de la pâte (structure fluidoblastique).

4° Phyllites à porphyroblastes de quartz.

Couleur: vert clair à grisâtre.
Texture: légèrement schisteuse, plutôt massive. Sur la cassure transversale on voit de petits yeux de quartz rose de 1 mm de diamètre en moyenne.
Structure: constituée par une fine trame de séricite avec un peu de quartz finement grenu. Dans cette masse de fond s'isolent des porphyroblastes de quartz de forme en général ovale et plus ou moins cataclastiques.
Minéraux principaux: séricite, quartz.
Minéraux subordonnés à accessoires: limonite, zircon, sphène (calcite).

Cette roche est susceptible de devenir plus schisteuse par places. La séricite se rassemble en rubans sinueux. Le quartz de la masse de fond devient plus abondant; les porphyroblastes s'étirent, se cassent. La roche peut également devenir complètement massive, sans direction privilégiée dans l'orientation des éléments constitutifs. Nous avons ainsi le passage aux quartzites séricitiques.

Ces quartzites, intimément liés aux phyllites dont il vient d'être question plus haut, ont un grain moyen; il n'existe plus à proprement parler de porphyroblastes de quartz. Nous avons eu l'occasion de voir dans le permien des environs de Grônes des quartzites absolument semblables (Peter Christ [18]).

Il existe encore deux variétés de quartzites séricitiques dont la structure diffère passablement de celle que nous venons de mentionner.

Texture: feuilletée, plus ou moins schisteuse, avec sur la cassure transversale de petits yeux de quartz rose.
Structure: finement granoblastique à porphyroblastique.
Minéraux principaux: quartz, séricite.
Minéraux accessoires: limonite.

La séricite forme de minces rubans sinueux, principalement autour des porphyroblastes de quartz. L'allure de la roche est nettement cataclastique. La pâte est faite de petits cristaux de quartz engrenés les uns dans les autres, à extinctions onduleuses. Ces quartzites peuvent prendre une texture conglomératique, blastopséphitique. Nous trouvons de telles roches en particulier à la base du sommet 3001 m de la Bella-Tola, à l'altitude de 2760 m où elles forment la base du Trias inférieur. La base de ces quartzites conglomératiques contient de nombreux lits de quartz de 1 à 10 cm de puissance. C'est là encore un caractère très général des schistes de Casanna qui persistent jusqu'à ce niveau.

Les porphyroblastes de quartz rose ont jusqu'à 1 cm de diamètre. La séricite est en proportions variables et, suivant la quantité, nous aurons des quartzites séricitiques ou sériciteux.

On pourrait considérer ce terme de quartzite grossier conglomératique comme intermédiaire entre le permien et le werfémien. Il est par ailleurs fréquent que le Trias inférieur débute par un faciès conglomératique. Le type de quartzite feuilleté cité plus haut formerait déjà un faciès caractéristique du Trias inférieur, et de ce fait, pourrait être attribué au werfémien. Nous le trouvons par exemple comme constituant du chapeau de la crête Sud de la Bella-Tola mentionné au début de ce travail, au paragraphe de la tectonique.

Hermann [41] a noté que des quartzites d'apparence conglomératique pouvaient monter dans le Trias proprement dit. Il doit s'agir là des quartzites feuilletés qui, malgré leur schistosité, montrent sur la cassure transversale, comme nous venons de le voir, de petits yeux de quartz rose.

Quant au type conglomératique franc, nous ne l'avons jamais vu ailleurs qu'à la base des quartzites du Trias inférieur. Ce dernier est constitué par deux variétés de quartzites; tout d'abord un quartzite plus ou moins spongieux, friable, qui est abondant à la Bella-Tola et à la base des dévaloirs de Barma et Collioux; ensuite des quartzites plus massifs, se délitant par plaques de 1 à 2 cm d'épaisseur, de couleur blanc laiteux, avec délits séricitiques. Ces roches sont particulièrement abondantes à la base du Tounot.

5° Quartzites gneissiques.

Structure : granoblastique.

Minéraux principaux : quartz, feldspath, calcite, séricite.

Minéraux subordonnés à accessoires : limonite, minéraux opaques, chlorite, tourmaline, épidote, sphène, zircon.

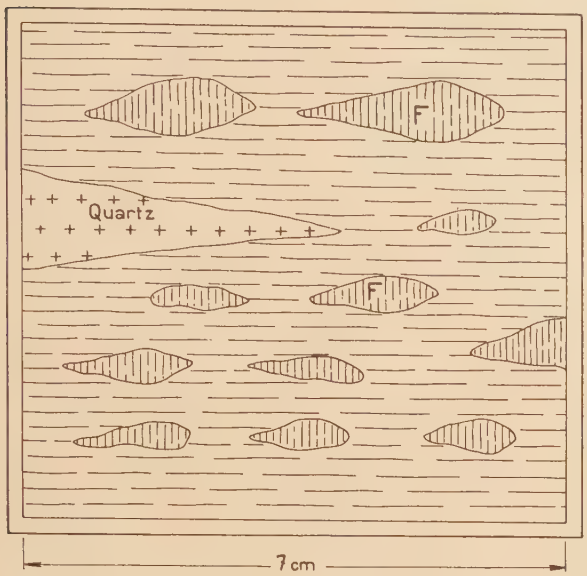


Fig. 20. - Texture lenticulaire d'écrasement de la roche d'habitus granitique du dévaloir de la Barma. F = Feldspath (microcline). Hachures horizontales : masse de fond.

Le feldspath varie de l'albite à l'oligoclase acide. Il forme des cristaux engrenés les uns dans les autres, ayant déjà une orientation de cristallisation marquée, de même que le quartz. La calcite abondante s'insinue entre les grains de feldspath ou de quartz, ou forme de grandes plages plus ou moins idiomorphes. La séricite se présente en longs rubans sinueux et peu nombreux, dont le tracé correspond souvent à de petites diaclases. La roche se délite par plaques de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, d'un gris soyeux sur la cassure principale et d'aspect saccharoïde sur la cassure transversale. Nous n'avons trouvé cette roche qu'en un seul point de la région, au Pas des Mosses, au-dessus de Chandolin.

6° Roche d'habitus granitique.

Nous la trouvons au dévaloir de la Barma, de l'altitude 1460 à 1480 m et sur une longueur de 100 m environ. La roche est de couleur gris-vert clair, de texture schisteuse plus ou moins plissotée. Entre les lames du schiste s'isolent de grands porphyroblastes de feldspaths (fig. 20) qui par écrasement peuvent s'étirer en veinules de quelques centimètres.

Structure : cataclastique pour le fond ; porphyroblastique pour l'ensemble.

Minéraux principaux : microcline, séricite, quartz.

Minéraux subordonnés : calcite.

Minéraux accessoires : sphène, apatite, produits limonitiques.

Fig. 21. - Structure porphyroclastique de la roche d'habitus granitique (dévaloir de la Barma). Ech. 206. M = Microline. Q = Quartz. S = Séricite.

L'ensemble de la roche est très nettement mylonitique. Les feldspaths sont cassés, déformés, mais ils ont mieux résisté que le reste de la roche. Autour des gros cristaux de feldspath en particulier, les éléments de la pâte, en se groupant, prennent une structure pseudo-fluidale. Le quartz, qui par endroits passe à une fine mosaïque de cataclase, peut également remplir les fissures du feldspath. Nous avons là des porphyroclastes typiques (fig. 21.). Le microcline, mâclé suivant albite et péricline, renferme de nombreuses inclusions arrondies de quartz. Il a subi un début de kaolinisation, sa teinte est légèrement brun clair et par places paraît opaque en lumière réfléchie. A un stade plus avancé de dynamo-métamorphisme, le feldspath montre une kaolinisation plus poussée, la composition de la roche s'hétérogénise ; il apparaît de l'albite. Cette albite est légèrement séricitisée. Le grain de la pâte est plus petit, plus régulier dans l'ensemble. La séricite ne suit plus une orientation définie, mais elle forme de minces rubans ondulés. La texture est fortement plissotée, et la roche montre sur la cassure principale une fine séricite vert clair qui sous le microscope est une phengite nettement pléochroïque. Il existe ainsi une grande variété de ces roches qui par dynamo-métamorphisme plus ou moins poussé sont reliées entre elles par toute une série de termes transitoires. Wegmann [81] cite des roches semblables dans le pli de la Maynaz (Val d'Hérens) sur le chemin

conduisant au Pic d'Artsinol. Franchi [33, 34] a également montré leur existence dans la série permienne d'« anageniti, besimauditi, apenniniti », série identique à la nôtre et appartenant à la même nappe (Zaccagna [87], Termier [77]).

7° Roche aplitique.

Bien que n'étant pas en relation directe avec des faciès de Casanna supérieurs, cette roche, de même que les roches pegmatitiques, fait suite aux granites caractéristiques des schistes de Casanna supérieurs, de manière à grouper ensemble toutes les roches différenciées acides.

Elle constitue sur le chemin du Meiden-Pass tout proche du Trias inférieur une assise peu épaisse, passant latéralement et verticalement à des schistes à deux micas d'allure pegmatitique et qui contiennent de gros phénocristaux d'épidote.

Quelques mètres plus haut, un niveau d'amphibolites à épidote plus ou moins feldspathiques, en contact avec la base du Trias inférieur, forme le toit de ce complexe.

Le microscope montre qu'il s'agit d'un gneiss leucocrate écrasé, de structure granoblastique.

Minéraux principaux: albite, oligoclase, séricite, quartz.
Minéraux subordonnés: biotite, épidote, chlorite, reliquats de muscovite, calcite.
Minéraux accessoires: apatite, minéraux opaques, sphène, zircon, reliquats de grenats chloritisés.

Le feldspath, en cristaux de forme généralement ovale, légèrement grisâtre en lumière naturelle, est séricitisé. La macle de l'albite est fréquente; celle de la péricline plus rare.

Les grains de quartz écrasés s'étirent entre les individus de feldspath. La séricite en longs rubans conserve par endroits les caractères de la muscovite. La biotite en petites écailles allongées est en général chloritisée. Elle est fortement pléochroïque avec

ng = brunâtre foncé,
np = jaune clair.

Ici et là, quelques grands porphyroblastes d'épidote. Lors d'une visite à la mine de Baicolliou, nous avons eu l'occasion de voir des roches tout à fait semblables assimilées à des intrusions aplitiques (Schlieren d'aplite).

8° Roches pegmatitiques.

En plusieurs points de la région, apparaissent des roches caractérisées par un aspect pegmatitique. Elles forment des zones analogues à des filons-couches suivant le sens de la schistosité. Nous en avons un bon exemple peu avant le Pas du Bœuf et sur le versant Sud de ce dernier.

Trois filons-couches pegmatitiques de 0,50 à 0,80 m de puissance sont inclus dans des schistes à épidote et amphibole. Le remplissage de ces veines est assez hétérogène. Par places c'est le quartz qui domine; ailleurs c'est le feldspath. Les lamelles de muscovite ont de 0,5 à 1 cm de diamètre en moyenne et semblent augmenter de dimensions quand la quantité de feldspaths augmente. Elles peuvent, en s'accolant les unes aux autres, former des masses de 1 cm d'épaisseur, les lamelles ayant elles-mêmes jusqu'à 3 cm de diamètre. Les minéraux constitutifs de ces pegmatites sont l'albite, la muscovite, le quartz. L'albite est maclée et tordue, les grandes plages de muscovite sont ployées, le quartz est fortement cataclastique. Les diaclases des cristaux sont remplies de quartz mylonitique finement grenu et de séricite. L'ensemble de la roche a une structure porphyroclastique.

Il existe une deuxième forme de ces roches à caractère pegmatitique. Ce ne sont plus à proprement parler des pegmatites, mais des schistes pegmatitiques. Nous les trouvons au-dessus de l'alpe Fachet, sur le chemin qui mène à l'hôtel Weisshorn, et dans des schistes chlorito-séricitiques. Il en existe encore à l'extrémité Ouest de la crête Nord de la Bella-Tola, sur l'alpage de Tignausa, versant de Chandolin. Dans les deux cas, on ne constate plus la présence de veines proprement dites remplies d'un minéral étranger à la roche encaissante. Le schiste reste semblable, quant à sa composition minéralogique, à ce qu'il est ailleurs; ce sont la grandeur et les proportions relatives des éléments qui changent. Par places cependant on observe des veinules de couleur blanc laiteux, de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, formées principalement de feldspath. Au voisinage de ces veinules, le schiste chlorito-séricitique ordinaire peut se charger de grosses lamelles de muscovite sans qu'il en résulte d'autres modifications.

Conclusions.

Comme nous avons pu le constater, trois catégories de roches constituent la région.

1. Un puissant complexe d'origine sédimentaire qui donna naissance à la grande majorité de nos roches, depuis les amphibolites épidotiques jusqu'aux quartzites. La composition minéralogique de ces roches est déterminée par la nature des dépôts antérieurs (Tercier [75], Collet [20]). Ces sédiments qui se sont déposés sur des aires continentales, des plateformes, furent tout d'abord dans les bassins les plus profonds des dépôts fins argilo-marneux. Au fur et à mesure que le continent s'exondait, les sédiments devinrent plus grossiers, gréso-argileux, et franchement gréseux pour finir. La composition des dépôts en voie de sédimentation dut être très variable, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Ceci nous explique que sur le terrain les passages latéraux et verticaux soient si fréquents. Tous ces matériaux, au cours de l'orogénèse hercynienne, subirent un premier métamorphisme, le métamorphisme ancien (Argand [10]).

2. Des roches d'origine éruptive, issues d'un magma gabbro-dioritique, qui se sont glissées sous forme de sills dans les dépôts sédimentaires, donnant naissance après métamorphisme, aux amphibolites franches granoblastiques et aux prasinites.

3. Des roches éruptives acides, à savoir un granite et une roche aplitique écrasée.

L'origine de ce granite est très certainement tectonique. Lors de l'orogénèse hercynienne, une lame de granite aurait été poussée dans des sédiments permiens, le tout ayant été repris par l'orogenèse alpine. Quant à l'aplite écrasée, elle pourrait être un produit de différenciation de roches acides profondes mises en place dans les soubassements lors de l'orogénèse hercynienne également.

Au métamorphisme ancien succède pour toutes ces roches un métamorphisme de dislocation alpin. Ce métamorphisme dut agir par degrés successifs, en corrélation avec les orogénèses principales. La plupart de nos roches montrent sous le microscope des déformations mécaniques intenses. Les minéraux typomorphes de faciès qui avaient atteint leur équilibre lors du métamorphisme ancien subirent des modifications lors de la reprise alpine. Ces modifications eurent un effet de diaphtorèse.

Nous voyons par exemple les schistes à deux micas passer à des schistes à chlorite et muscovite, les micaschistes à des phyllites. Il y eut donc substitution des minéraux typomorphes de mésozone à ceux de l'épizone. Chez les amphibolites nous observons des phénomènes analogues: l'albite qui les caractérise contenant souvent des agrégats de zoïsite, il est possible d'imaginer que ces feldspaths avaient auparavant une composition chimique plus basique. Nous avions peut-être de l'andésine.

Deuxième partie

LES MINES

CHAPITRE I

Historique, situation générale et classification

1. Historique.

Nous emprunterons la description historique des mines du Val d'Anniviers à un rapport du Professeur Schmidt publié en 1917 [66]:

« L'exploitation des mines du Val d'Anniviers comprend la période allant de 1780 à 1913. »

« La première exploitation dans le Val d'Anniviers fut appliquée au Nickel et au Cobalt par les mineurs du Harz. Dans les années 1782—1786, la mine de Grand-Praz livra des quantités importantes de Nickel et de Cobalt qui furent expédiées à l'usine de colorants de Schwarzenfels. Plus tard, Chippis traita elle-même le minerai. Autour de l'année 1820, la mine de Grand-Praz fut de nouveau exploitée par les gens du Harz pour le compte de MM. de Courten et Chastonay à Sierre. Les minerais de Cuivre argentifère de Grimentz (Baicolliou, Biolec, Pétolliou), d'Ayer (Bourimont) et de St-Luc-Chandolin furent explorés et exploités par une société française sous la direction de l'ingénieur Raby, directeur à Chessy, pendant les années 1836—1838. A Pétolliou et Biolec, on extrait 10 000 quintaux de minerai à 9—10 % de Cu pendant 15 mois avec 25 mineurs. En 1849, une société industrielle allemande acheta les mines de Nickel et conduisit l'exploitation de Grand-Praz et Gollyre jusqu'en 1858, avec un bénéfice net de 176 000 francs. L'exploitation fut conduite de 1849 à 1852 par Ad. Ossent, et de 1853 à 1858 par H. Gerlach. En 1854—1855 on ouvrit les mines de Nickel de Fang et de Painsec. La même société allemande exploita aussi les gisements de Cuivre qui avaient été abandonnés en 1838 par la société française. »

« Un rapport de H. Gerlach du 15 juin 1859 adressé à l'administration des mines du Valais donne de nombreuses indications sur l'état des entreprises minières de l'époque en Valais. »

« En 1865, toutes les mines du Val d'Anniviers furent nettoyées. Ad. Ossent fit de 1868 à 1869 des communications très concluantes sur l'exploitation minière dans la Berg- und Hüttenmännische Zeitung. Il fut le premier à noter la haute teneur en Bismuth des minerais cuprifères du Val d'Anniviers. De 1874 à 1884, Ad. Ossent exploita les mines de Cobalt de Kaltenberg et de Plantorin (vallée de Tourtemagne). »

« A la fin du dernier siècle, toutes les mines du Val d'Anniviers étaient abandonnées. Seule la mine de Kaltenberg fut encore exploitée, de 1891 à 1898, par le Dr Schacht. Un petit travail d'extraction y fut encore fait durant l'hiver 1906—1907. Sur la base des rapports et études précédents, de Lecomte Denis et H. Golliez, on fonda, le 17 juillet 1901, la Société des Mines du Val d'Anniviers. L'activité de cette société fut essentiellement limitée aux travaux des mines de Baicolliou et de l'Allée. Les minerais de Cobalt et de Nickel ne furent pas pris en considération, mais seulement le Cuivre sans tenir compte du Bismuth. Les travaux d'exploitation et de traitement peu pratiques ont montré que le succès de l'exploitation ne pouvait jamais correspondre aux calculs de rendement prévu. »

« En 1903, l'affaire fut graduellement arrêtée. »

« En 1910, le 13 juillet, il se fonda une nouvelle société: Société fermière des Mines du Val d'Anniviers (Journal Officiel Suisse du Commerce, 6 août 1910). De 1911 à 1913, cette société fit de sérieux travaux de recherches dans l'exploitation et le traitement des minerais de Baicolliou, particulièrement en vue de récupérer le Bismuth. Malgré cela, en 1914, la Société fermière dut arrêter l'exploitation de la mine et tomba en faillite. »

A l'heure actuelle, de tous ces gisements du Val d'Anniviers, seul le gisement cuprifère de Baicolliou est susceptible de donner lieu à une exploitation (Fehlmann [32]). A la suite de recherches toutes nouvelles, et vu les conditions exceptionnelles crées par la guerre, il a été possible de remettre en activité la mine de Baicolliou.

2. Situation générale et classification.

Les gisements de la partie inférieure du Val d'Anniviers, objets de cette étude, font partie d'un complexe de gîtes inclus dans les schistes de Casanna; ce complexe atteint au Sud la région de Zinal, en même temps qu'il s'étend aux vallées adjacentes de Tourtemagne et d'Hérens (Schmidt [67]).

Les gisements de la zone des schistes lustrés situés au Sud de Zinal n'entrent évidemment pas dans cette catégorie.

Nous avons groupé sous forme d'un tableau les principaux gisements du Val d'Anniviers, nous réservant de mentionner plus en détail les différentes associations qui nous intéressent plus particulièrement.

A Filons-couches dans les schistes verts de l'Allée (zone des schistes lustrés) avec chalcopyrite.

B Filons-couches de la région Grimentz et Ayer, avec chalcopyrite et Fahlerz.
1) Baicolliou.
2) Zirouc-Biolec-Pétolliou (± galène).
3) Bourimont-Lapine Rousse.

C Filons de la région d'Ayer, avec Nickel et Cobalt.
1) Grand-Praz.
2) Gollyre.
3) Rousson.

D Filons-couches de la région St-Luc et Chandolin, avec galène et blende (± chalcopyrite et fahlerz).
1) Moulins de St-Luc.
2) Barma (avec surtout bornite, fahlerz, mispickel).
3) Termino.
4) Gosan-Fusette-Collioux.

F Filons-couches de la région Nord de Vissoie, avec Nickel et Cobalt.
1) Dévaloir Collioux.
2) Painsec.

G Filons-couches des alpages de Garboula et Tignausa, avec chalcopyrite (± bornite et oligiste).

H Filons de la région de Niouc, avec chalcopyrite et galène.
Bissac (mine de Chippis).

Les filons-couches du Val d'Anniviers sont fréquemment désignés par le terme de fahlbande; cette dénomination n'est pas toujours justifiée. Les fahlbandes sont des zones d'imprégnation pyriteuse, quartzeuse, de couleur fauve, disposées parallèlement aux couches des schistes de Casanna. Ces fahlbandes étant très abondantes dans la région de St-Luc—Bella-Tola, il est fréquent de voir coexister des filons-couches et des fahlbandes; toutefois il ne faut pas confondre!

Deshayes [21], dans un rapport ayant trait aux mines de nickel et cobalt de la région d'Ayer, parle de ces fahlbandes. Les filons quartzeux minéralisés, en coupant les fahlbandes, ont joué le rôle de « croiseurs ». Deshayes semble avoir constaté au lieu de croisement un enrichissement de la minéralisation.

CHAPITRE II

Gisements de la partie inférieure du Val d'Anniviers

Presque tous ces gisements sont contenus dans les micaschistes. Ces roches fissiles offraient aux solutions métasomatiques un passage évidemment plus facile que les schistes verts, de caractère plus massif, plus homogène.

Dans l'ensemble, ce sont des filons-couches à gangue quartzeuse, contenant ça et là un peu d'ankérite. Toutefois, le gisement des Moulins de St-Luc offre une composition beaucoup plus complexe; nous y trouvons à la fois de la barytine, du quartz et de l'ankérite. Dans la classification ci-dessous, nous avons noté entre parenthèses tous les minéraux qui sont sans importance dans le classement proprement dit des gîtes. Ce sont d'une part les minéraux de néoformation, d'autre part ceux qui n'existent qu'à titre tout à fait sporadique.

Mines des Moulins de St-Luc.

Filon-couche avec barytine, quartz, calcite, ankérite, galène, blende, fahlerz, chalcopyrite, pyrite. (Cubanite, mispickel en très petites inclusions (Huttenlocher), covelline, limonite, oligiste, arséniate de cuivre.)

Mine de Collioux supérieur.

Filon-couche avec quartz, chalcopyrite, pyrite, bornite, fahlerz, galène, blende, wulfénite. (Limonite, covelline, cuprite, oligiste.)

Mine de Fusette.

Filon-couche avec quartz, ankérite, galène, blende, chalcopyrite, pyrite, fahlerz. (Covelline, limonite.)

Mine de Gosan.

Filon-couche avec quartz, pyrite, fahlerz, galène. (Blende, cuprite, covelline, limonite.)

Mine de Termino.

Filon-couche avec quartz, fahlerz, galène, pyrite, chalcopyrite. (Covelline, limonite.)

Mine de Collioux inférieur.

Filon-couche avec quartz, mispickel nickelifère, cobaltine bismuthifère, bismuthine, bismuth natif. (Chalcopyrite, safflorite, érythrine, annabergite.)

Mine de Barma.

Filon-couche avec quartz, fahlerz, bornite, chalcopyrite, bismuth, bismuthine, mispickel, nickelifère, pyrite, galène. (Covelline, limonite, chalcosine blanche et chalcosine bleue, érythrine, annabergite.)

Mine de Tignausa.

Filon-couche (?) avec quartz, pyrite, chalcopyrite, bornite, magnétite, oligiste. (Covelline, limonite, chalcosine blanche.)

Mine de Garboula.

Filon-couche avec quartz, chalcopyrite et pyrite.

Ainsi des gisements très voisins peuvent avoir une minéralisation bien différente. Ces différentes minéralisations sont-elles le produit de solutions qui appartenaient à plusieurs venues, ou à une seule, à large diffusion, qui précipitait partiellement aux endroits les plus favorables aux réactions chimiques? Il est bien difficile de le dire. Nous répondrons dans la mesure du possible à ces différentes questions à la fin de ce travail.

Le fahlerz dont il vient d'être question dans la classification ci-dessus est un minerai peu ordinaire. On distingue dans le Val d'Anniviers deux variétés de fahlerz: tout d'abord l'«annivite», toponyme d'Anniviers, qui se présente en particulier dans la région de St-Luc, et la «rionite» autre variété trouvée dans la mine de Baicolliou (au-dessus de Grimentz). Ces deux espèces de fahlerz peuvent être considérées comme un mélange de fahlerz antimonieux 4 $(Cu, Ag, Fe)_2\ S \cdot (As, Sb)_2\ S_3$ avec de la wittichénite bismuthifère 3 $(Cu_2S) \cdot Bi_2S_3$. La rionite, plus riche en bismuth que l'annivite, contiendrait principalement de la wittichénite, tandis que l'annivite serait plus riche en fahlerz antimonieux.

Gerlach donne pour la composition d'une annivite provenant de la mine de la Barma (Nord de St-Luc) les chiffres suivants, établis par Brauns:

	%
Cu	36,503
Bi	5,593
Fe	4,912
Zn	2,362
Ag	14,824
Sb	10,072
S	25,114

Avant de passer à la description des mines, nous décrirons quelques gisements pour lesquels nous n'avons pu recueillir de renseignements particuliers, soit que l'accès à ces travaux soit actuellement impossible, ou que ces derniers ne révèlent rien de particulier.

Au Nord-Ouest et au-dessus du village de Painsec, à l'altitude de 1750 m et à proximité de l'alpe de Tracuit, de petits travaux furent entrepris en vue d'exploiter des minerais de nickel et de cobalt. D'après Schmidt [**66**], ces travaux furent exécutés de 1848 à 1856. Il nous fut impossible de constater la présence de minerais, les travaux étant actuellement recouverts d'éboulis. Seul un petit grattage de quelques mètres en direction dans une fahlbande est encore visible, mais là aussi il n'y a pas trace de minerai. Toujours d'après Schmidt, le minerai consistait en cobaltine, mispickel, fahlerz, chloanthite et «nadelerz». Ce dernier minéral répondant à la formule $(PbCu_2)_3Bi_2S_3$, contenait d'après une analyse du Dr Brauns 28,59 % de plomb, 42,43 % de bismuth, 9,72 % de cuivre, et 17,1 % de soufre.

Alpe de Tounot. En 1855, une couche de sidérose contenant des mouches de chalcopyrite et des «fleurs de nickel» aurait été attaquée par une galerie de 20 à 30 m de longueur. Malgré tous les renseignements pris sur place, il nous fut impossible de retrouver l'emplacement de ces travaux. Il serait bien possible qu'une confusion ait été commise avec la mine de Tignausa, connue dans la région sous le nom de «mine de fer».

Travaux de Fang et gisement de la région de Niouc.

Quatre petits grattages furent faits à Fang, dont trois sur la rive droite et trois sur la rive gauche de la Navizence. Des glissements morainiques les ont recouverts. Il est probable que ces travaux ont été suscités par la présence de concentrations pyriteuses très localisées, que l'on peut voir aussi bien dans les schistes de Casanna que dans le Trias inférieur de la rive gauche de la Navizence.

Sous les dernières maisons du village de Niouc, en allant vers Sierre, et dans une digitation frontale de schistes de Casanna, on a foncé trois galeries qui s'ouvrent toutes au même niveau dans la paroi surplombant la Navizence. Ces travaux portent actuellement le nom de «mine de Chippis». On a exploité là une série de filons quartzeux de puissance très variable et contenant des nids d'ankérite.

L'accès du quartier de la mine est difficile, toutes les passerelles étant actuellement détruites. Les deux galeries que nous avons pu observer ont respectivement une longueur de 70 et 35 m. Ces tunnels de 2 m de hauteur, qui ont jusqu'à 5 m de largeur, ne montrent presque pas trace de minerai; ça et là un peu de galène, de la chalcopyrite et de la pyrite.

CHAPITRE III

Description des différents gisements

1. Mine des Moulins de St-Luc.

Situation.

Les galeries de la mine des Moulins s'ouvrent dans un dévaloir situé à 180 m en aval du petit pont des Moulins de St-Luc, sur la rive gauche du torrent de même nom. Ces galeries, au nombre de trois, sont superposées aux altitudes de 1480 m, 1590 m et 1620 m; elles furent ouvertes aux environs de 1865. Actuellement la galerie du bas est complètement obstruée. Celle du haut, accessible sur quelques mètres, donne très peu d'indications. La galerie du milieu, par contre, longue de 100 m (fig. 22), permet de suivre en direction un filon couche discontinu qui oscille entre 0,30 et 0,90 m de puissance, de direction N 25° W et de pendage 35° SW (à l'affleurement).

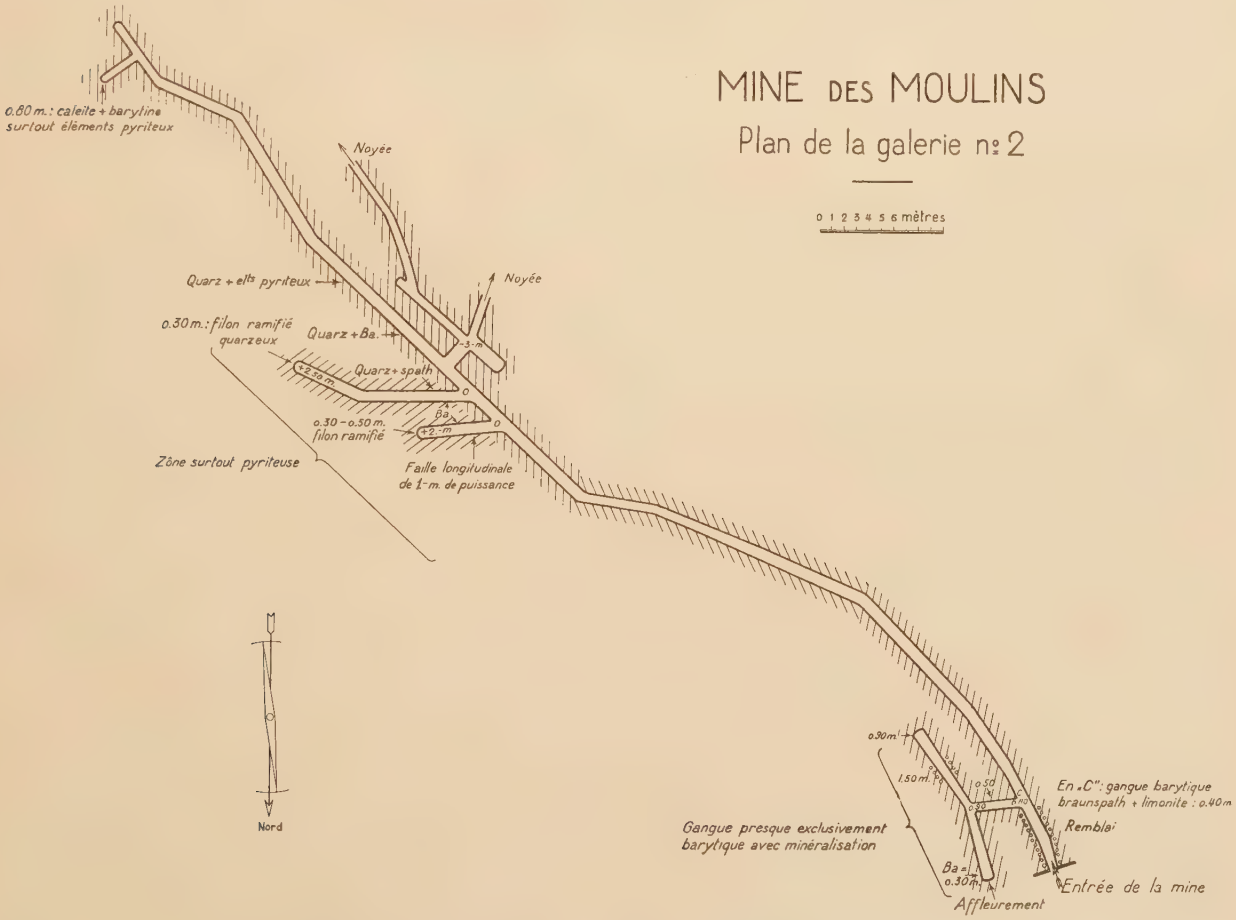


Fig. 22. - Mine des Moulins de St-Luc, plan de galerie n° 2.

Allure du filon.

Le filon est très irrégulier. Souvent il se coïnce suivant deux directions perpendiculaires, prenant ainsi la forme en «grains de chapelet». C'est là une structure caractéristique de tous ces gisements. A l'affleurement, on voit par exemple le filon passer de la puissance de 33 cm à celle de 7 cm sur une longueur de 2 m. A l'entrée de la galerie et sur une profondeur de 15 m environ, le filon est affecté de nombreuses fractures ouvertes, sans rejet, et qui sans doute sont dues au fauchage de l'ensemble des roches sur la pente du dévaloir. Le filon se ramifie fréquemment, au lieu d'être compact comme à l'affleurement, et la zone filonienne acquiert alors une grande puissance, 0,90 à 1,20 m. Au mur et au toit du filon, on peut suivre une faille longitudinale dont les miroirs bossués, semés de stries nombreuses, montrent l'existence de glissements vers l'Ouest dans les schistes encaissants. Dans le puits (voir plan), cette faille, très visible en couronne dans la galerie montre également un mouvement voisin de la direction du pendage et dans le même plan que ce dernier. La puissance de cet accident, souligné par une glaise, peut avoir de 5 à 30 cm. D'autres failles, plus petites, courent parallèlement à la faille principale, et dans l'espace compris entre chacune d'elles, les schistes sont complètement écrasés. Le filon se transforme alors en une large zone diffuse de 50 cm d'épaisseur au moins, très friable, pulvérulente, et dans laquelle on ne fait plus la différence entre les ramifications du filon proprement dit et les schistes encaissants. Ces failles sont toutes remplies par une glaise verte, chloriteuse; elle est plus épaisse là où le schiste est le plus fissile et là où le mouvement a été le plus faible. Dans les diaclases ouvertes dues au fauchage, elle est compacte et a jusqu'à 20 et 30 cm d'épaisseur. Cette argile, est à la fois un produit de friction sur les bords du filon lors des derniers rejeux tectoniques et de l'action des solutions hydrothermales sur les roches encaissantes (Sigg [**71**]). Les épontes du filon ne sont guère modifiées, si ce n'est vers les salbandes, où la cataclase est plus marquée et où la roche est lardée de veinules de quartz. Nous avons ainsi en bordure du filon des phénomènes mécaniques plus intenses qu'ailleurs. Huttenlocher [**43**] a observé au contact des filons quartzeux de Grand-Praz et Gollyre la formation dans les roches encaissantes d'une schistosité parallèle aux salbandes, oblique sur celle des roches encaissantes. Cette schistosité se serait également produite lors de phénomènes mécaniques en bordure des filons.

Nature de la roche encaissante.

La roche encaissante du filon des Moulins est un schiste à deux micas. Ce schiste subit aux abords du filon et dans les enclaves plusieurs modifications. Aux épontes par exemple, nous assistons à la formation d'un schiste chlorito-feldspathique avec séricite et reliquats de muscovite. La roche se charge de calcite, il s'y développe en particulier de gros cristaux aux formes bien dessinées. Cette calcite est manifestement due à un apport de substance. Bien qu'elle fasse partie des constituants ordinaires des schistes de Casanna (Duparc [**28, 29**]), elle n'atteint jamais un pareil développement dans les roches qui n'ont pas été soumises à une action hydrothermale filonienne.

Dans les enclaves, la roche est en général très cataclastique. Le quartz du micaschiste est réduit en purée; les lamelles de muscovite sont tordues, étirées. La biotite est complètement chloritisée. Au fond de la mine, de même que dans la petite recherche de direction SE qui s'ouvre à 45 m du front de taille de la galerie principale, on observe, tant aux épontes du filon que dans les enclaves de ce dernier, une roche compacte, de couleur foncée, presque noire; c'est une biotitite à glaucophane. Ce dernier minéral prédomine par places sur la biotite (Grubenmann [**37**]).

Minéraux constitutifs: biotite, albite, quartz, glaucophane, carbonates. Subsidiairement s'y trouve un peu de pyrite.

Cette biotitite à glaucophane est traversée de façon quelconque par des veinules plus claires, formées principalement de carbonates, d'albite et de glaucophane dont l'examen permet de préciser les relations qui existent entre ces différents minéraux. Le glaucophane est localisé de préférence sur les bords de la veine (fig. 23), l'intérieur étant rempli par du quartz, des carbonates et de l'albite, les carbonates remplaçant l'albite. En bordure de la veine, la biotite est chloritisée. Les carbonates

sont au nombre de deux: l'ankérite, foncée, riche en fer, et la calcite plus claire. Cette dernière constitue des veinules dans l'ankérite (fig. 24); elle est associée à du quartz qu'elle remplace. Cette calcite correspond-elle réellement à une venue? Il est difficile de le dire. Ce pourrait être aussi un produit de dissolution partielle de l'ankérite qui, sous forme de calcite, précipita dans les cassures en épigénisant les minéraux quartz et albite qui s'y trouvaient déjà.

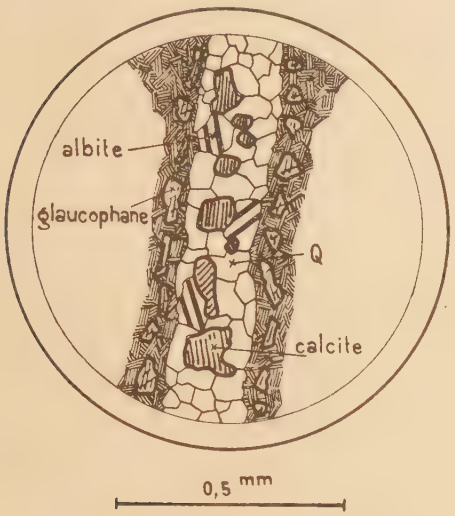


Fig. 23. - Veinule dans une biotitite à glaucophane montrant les relations qui existent entre le glaucophane, le quartz, la calcite et l'albite. Ech. 126. Mine des Moulins de St-Luc. Q = Quartz. Hachuré: la biotite.

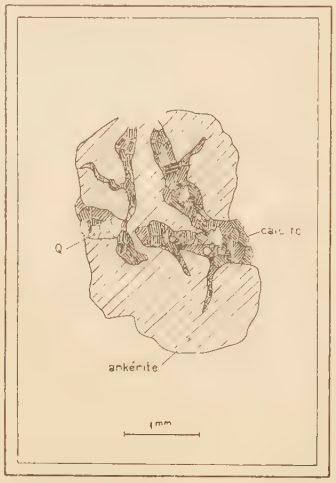


Fig. 24. - Mode de remplacement de l'ankérite et du quartz par la calcite. Ech. 126 bis. Mine des Moulins de St-Luc. Q = Quartz.

La biotitite à glaucophane passe au filon proprement dit par l'intermédiaire de termes de caractères très variables où, soit le quartz (fig. 25), soit la calcite prédominent sur la biotite ou le glaucophane. On observe en particulier dans des veinules presque exclusivement remplies de calcite, de belles plages d'albite limpide, aux contours bien dessinés, maclées suivant albite et péricline (fig. 26). Les observations précédentes permettent d'envisager la succession suivante des venues minéralisantes (gangues):

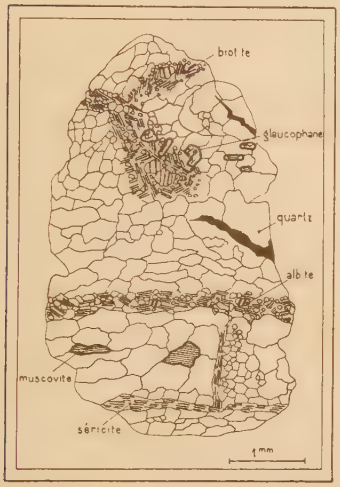


Fig. 25. - Terme de passage entre la biotitite à glaucophane et le filon proprement dit. Ech. 92. Mine des Moulins de St-Luc.

1. Biotitisation du schiste à deux micas.
2. Apport de glaucophane et d'albite avec chloritisation de la biotite sur le passage des solutions riches en soude.
3. Venue d'ankérite.
4. Venue de quartz.
5. Formation de calcite.
6. Venue de barytine.

La barytine, comme nous avons pu nous en convaincre, remplace tous les autres éléments.

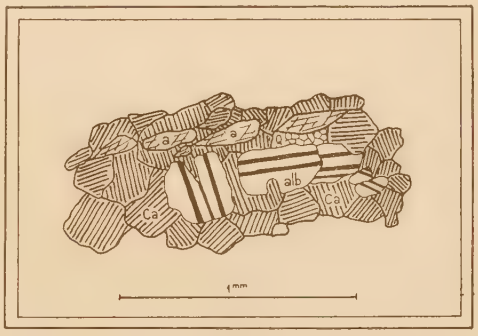


Fig. 26. - Plages d'albite limpides, noyées dans une veinule de calcite. Ech. 447. Mine des Moulins de St-Luc. a = Amphibole (glaucophane). alb = Albite. Ca = Calcite. Q = Quartz.

Aux venues 3, 4 et 5 correspond surtout, comme nous le verrons, une minéralisation composée de pyrite et de chalcopyrite, les autres minéraux étant plus spécialement liés à la barytine.

Nature du remplissage.

La nature du remplissage est très variable. En plusieurs points subsistent dans la masse du filon des lambeaux de micaschistes (fig. 27) identiques à ceux de la roche encaissante et possédant la même orientation. On peut en déduire que le filon ne s'est pas constitué par remplissage de cavités largement ouvertes, mais plutôt par infiltration le long de feuillets des micaschistes décollés. Ainsi s'explique la structure lenticulaire du filon; ses renflements locaux en forme de poches remplies de

Fig. 27. - Lambeau de micaschiste épargné par le processus métasomatique et possédant la même orientation que la roche encaissante. Mine des Moulins de St-Luc. Ba = Barytine. Cp = Chalcopyrite. Hachures espacées : le schiste.

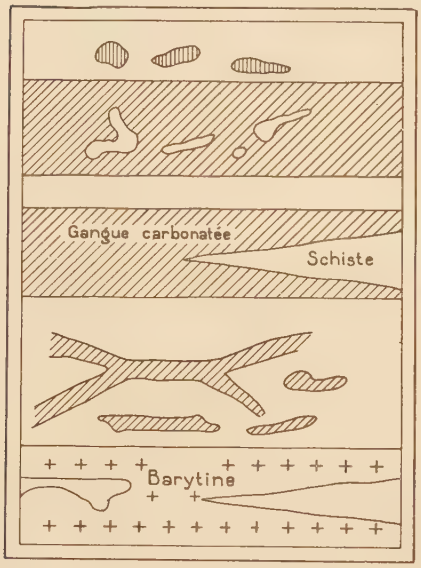


Fig. 28. - Aspect du front de taille situé à l'extrémité de la galerie n° 2. Mine des Moulins de St-Luc. Hauteur : 150 cm.

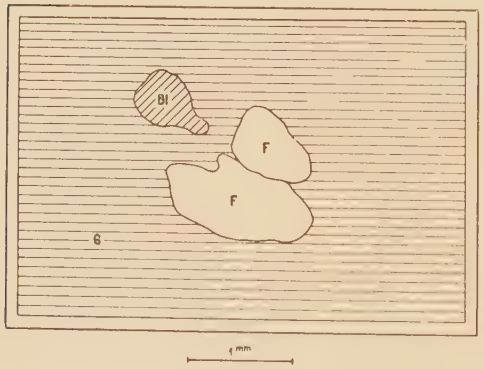


Fig. 29. - Plages arrondies de fahlerz et de blende noyés dans la galène. Ech. n° 1. Mines des Moulins de St-Luc. G = Galène. Bl = Blende. F = Fahlerz.

minerai sont les endroits où le bâillement entre les strates décollés atteignait son ampleur la plus grande. Le mode de remplissage fut principalement métasomatique, et les portions de micaschistes enrobées dans la masse du filon sont des enclaves épargnées par le processus de remplacement.

Minéralisation.

Huttenlocher [43] distingue trois types de minéralisation pour les gisements de la région de St-Luc :

1. Gangue de quartz schisteux avec galène, blende, chalcopyrite, fahlerz.
2. Ankérite et quartz avec galène, blende, fahlerz, chalcopyrite et de très petites inclusions de mispickel.
3. Barytine avec galène, blende et fahlerz.

A la mine des Moulins, les types 2 et 3 coexistent.

La minéralisation est encore très variable quant à sa forme. La galène est soit finement grenue, soit largement cristallisée. Dans ce dernier cas, elle est homogène et constitue des amas lenticulaires dans la masse du filon ; finement grenue, elle est associée à de la blende et à du fahlerz.

La gangue est essentiellement barytique. Cependant par places, ce sont l'ankérite ou le quartz qui prédominent. La barytine, de couleur laiteuse, saccharoïde, parfois plus largement cristallisée au toit du filon qu'au centre, apparaît sous le microscope associée à des grains arrondis de quartz et d'albite (Huttenlocher [47]).

Quand le spath augmente de proportions, on constate que les éléments pyriteux augmentent également. Nous avons observé le même phénomène à la mine de Baicolliou, où la chalcopyrite l'emporte fréquemment sur le fahlerz quand le spath prédomine dans la gangue. A 6 m de l'entrée de la mine, dans une petite taille montante, on voit très bien le passage de la gangue spathique à la gangue barytique. Au fond de la mine, c'est la calcite qui l'emporte sur la barytine (fig. 28). La pyrite est en imprégnation dans les enclaves de schiste, dans les carbonates, mais non dans la barytine. 26 m avant le fond de la mine, la gangue du filon devient franchement quartzeuse ; elle passe sans transition à la gangue de barytine à 35 m du fond. Entre 26 et 35 m le filon, en devenant quartzeux, se transforme en une large zone de diffusion qui peut avoir jusqu'à 1,5 m de puissance. Les parties du filon où la gangue est essentiellement barytique, sont par contre plus homogènes, moins étalées que les parties quartzeuses.

Chalcographie.

Echantillon n° 1.

Formé principalement de pyrite, de galène avec blende et fahlerz. La blende et le fahlerz sont fréquemment en inclusions arrondies ou ovales dans la galène (fig. 29). La pyrite forme des grains à contours irréguliers ; elle est enrobée

par tous les autres minéraux et contient parfois de petites plages de blende, de fahlerz, de galène. La covelline est abondante et jalonne les fractures; nous la trouvons aussi comme produit de remplacement des autres minéraux, mais principalement de la galène et du fahlerz, où elle est associée à des veinules de limonite (fig. 30 et 31). L'ensemble de la minéralisation est d'allure massive dans la barytine.

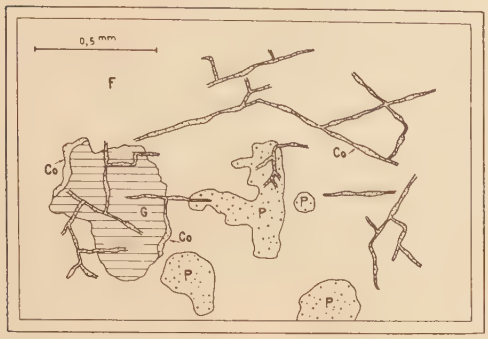


Fig. 30. - Réseau de fractures remplies de covelline, dans le fahlerz et la galène. La covelline s'insinue dans les plans de clivage de la galène. Ech. nº 1. Mine des Moulins de St-Luc. F = Fahlerz. P = Pyrite. G = Galène. Co = Covelline.

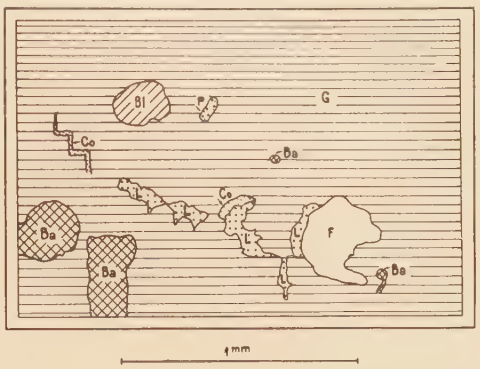


Fig. 31. - Covelline et limonite épigénisant la galène. Ech. nº 1. Mine des Moulins de St-Luc. G = Galène. Bl = Blende. F = Fahlerz. Co = Covelline. L = Limonite. P = Pyrite. Ba = Barytine.

Echantillon nº 2.

Association de pyrite, de blende, de galène, de fahlerz, et d'un peu de chalcopyrite. Les mouches de minerai sont finement disséminées dans la gangue composée d'un mélange de barytine et de quartz. Par places, on observe dans ce mélange finement grenu de grosses plages arrondies de barytine. Cette structure hétéroblastique est due sans doute à des déformations mécaniques. (Huttenlocher [46, 47].) La pyrite est en grains carrés aux angles arrondis. La blende et la galène sont souvent associées, la galène remplaçant la blende (fig. 32). Il s'agit d'une blende claire, transparente, possédant de nom-

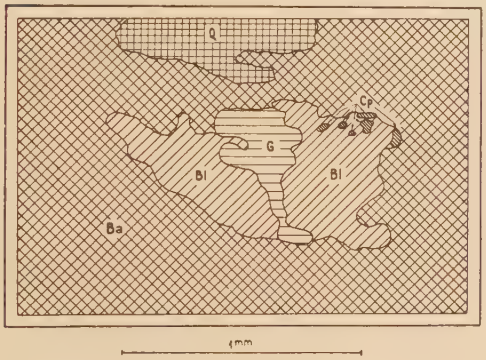


Fig. 32. - Mode de remplacement de la blende par la galène et la chalcopyrite. Ech. nº 2. Mine des Moulins de St-Luc. G = Galène. Bl = Blende. Cp = Chalcopyrite. Ba = Barytine. Q = Quartz.

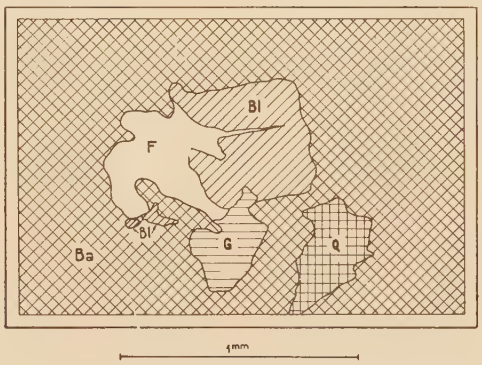


Fig. 33. - Mode de remplacement de la blende par le fahlerz. Ech. nº 2. Mine des Moulins de St-Luc. G = Galène. Bl = Blende. F = Fahlerz. Ba = Barytine. Q = Quartz.

breuses réflexions internes jaune brun. Le fahlerz, rare, remplace aussi la blende (fig. 33); il est à son tour remplacé par la galène (fig. 34). La chalcopyrite peut former des gouttelettes dans la blende, ou bien, partant des bords du cristal de blende qu'elle remplace, elle s'étend vers l'intérieur (fig. 32). Elle est beaucoup plus rare dans le fahlerz, où elle ne forme que de très petites inclusions.

Echantillon nº 3.

Nous avons là un micaschiste qui est devenu zone filonienne. L'ankérite a presque complètement épigénisé le schiste.

Le minerai constitue des veinules d'orientation quelconque, avec par places de petits renflements formés principalement de pyrite, de chalcopyrite et de galène. Les grains de minerai ont d'une part une forme massive, arrondie, d'autre part des formes très irrégulières, aux contours acérés, la dimension des grains étant beaucoup plus petite. Il est fréquent que le minerai prenne un aspect hiéroglyphique. C'est spécialement la blende qui affecte cette forme. Ce sont des plages à contours déchiquetés qui poussent des ramifications dans les diaclases du schiste (fig. 35).

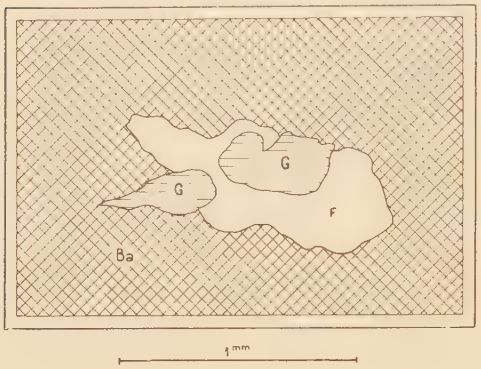


Fig. 34. - Remplacement du fahlerz par la galène. Ech. n° 2. Mine des Moulins de St-Luc. G = Galène. F = Fahlerz. Ba = Barytine.

Fig. 35. - Plages de blende à structure hiéroglyphique. Ech. n° 3. Mine des Moulins de St-Luc. Bl = Blende.

La galène pénètre largement dans la blende, qu'elle remplace (fig. 36). Elle remplace également la chalcopyrite, dont il ne reste plus que des îlots (fig. 37). Dans une plage de galène (fig. 36), nous avons observé quelques inclusions d'un minéral fortement anisotrope, de couleur crème rosé et plus dur que la galène ; il s'agit de la cubanite. Les fissures assez abondantes sont remplies de limonite. Il peut s'y ajouter des produits d'oxydation de couleur vert-bleu, ne faisant pas effervescence à l'acide chlorhydrique, ce sont des arséniates de cuivre.

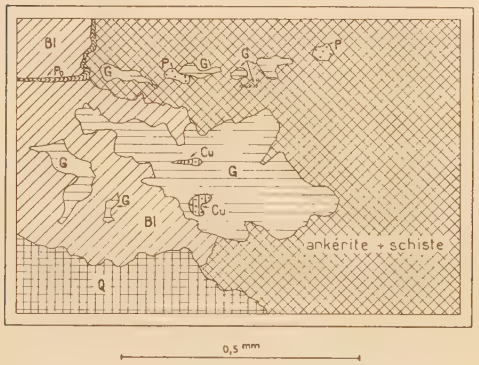


Fig. 36. - Mode de remplacement de la blende par la galène. A remarquer quelques inclusions de cubanite dans la galène. Ech. n° 3. Mine des Monlins de St-Luc. G = Galène. Bl = Blende. P = Pyrite. Cu = Cubanite. Q = Quartz.

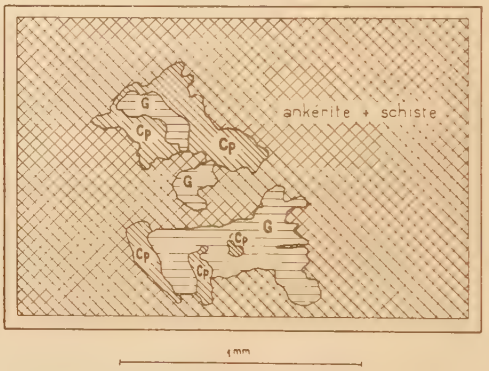


Fig. 37. - Mode de remplacement de la chalcopyrite par la galène. Ech. n° 3. Mines des Moulins de St-Luc. G = Galène. Cp = Chalcopyrite.

Echantillon n° 4.

Le minerai est formé principalement d'un agrégat intime de blende, de fahlerz et de galène. Ce faciès est caractéristique des zones où le minerai est localisé en veines au toit du filon.

La blende et le fahlerz sont inclus dans la galène sous forme de grains arrondis de petites dimensions. La chalcopyrite peut, d'une part, former de petites gouttelettes dans la blende et le fahlerz ; d'autre part mordre, à partir de la périphérie, dans les cristaux de fahlerz qu'elle remplace. Les nombreuses fissures sont remplies par trois substances. La gangue à l'intérieur, fait place latéralement à de la limonite qui, à son tour, est bordée de covelline.

Echantillon nº 5.

Association de chalcopyrite, pyrite, galène, covelline, limonite.

La chalcopyrite est massive et remplace la pyrite. Les fissures sont remplies de covelline. La galène remplace la chalcopyrite, les bords de cette dernière sont alors effrangés; il en subsiste des îlots de même orientation optique dans la galène.

Echantillon nº 6.

Association de pyrite, de blende, de fahlerz, de galène et de chalcopyrite. Le minerai forme des plages à contours très irréguliers. Ce sont des sortes d'îlots amœbiformes dans une gangue de barytine finement grenue. La blende, le fahlerz et la galène sont en proportions égales. La chalcopyrite est en inclusion dans la blende et le fahlerz, mais jamais dans la galène. Elle pénètre également à partir de la périphérie dans la masse de ces mêmes minéraux. La galène remplace la blende et le fahlerz. Cette association est par places en état de dissolution partielle. Les différents minéraux sont alors isolés les uns des autres par une masse isotrope d'arséniate de cuivre. Ils ont des contours effrangés, en particulier la covelline plus facilement attaquable (fig. 38).

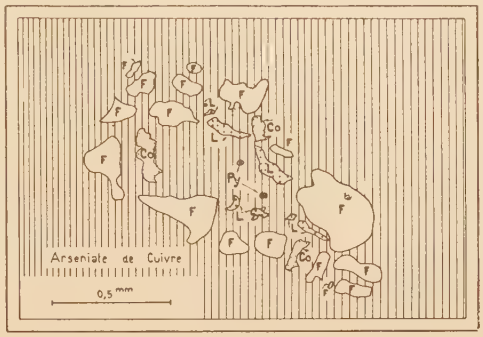


Fig. 38. - Association de minéraux corrodés, noyés dans une masse de fond isotrope d'arséniate de cuivre. Ech. nº 6. Mine des Moulins de St-Luc. F = Fahlerz. Co = Covelline. L = Limonite. Py = Pyrite.

En résumé, deux types de minéralisation sont juxtaposés à la mine des Moulins de St-Luc. Un premier complexe pyriteux lié principalement aux carbonates et au quartz, et un second, lié à la barytine et formé principalement de galène, de blende et de fahlerz. Ces différents minéraux constituent les minéraux primaires auxquels peuvent s'ajouter, bien qu'en très faible proportion, la cubanite et le mispickel (observé par Huttenlocher [43]). Aux minéraux secondaires appartiennent la limonite, la covelline, la cérusite et les arséniates de cuivre.

La cérusite, très peu fréquente, apparaît cependant dans quelques cavités géodiques. Les arséniates sont abondants et forment des croûtes plus ou moins épaisses à la surface des roches non seulement de la mine des Moulins, mais d'une façon générale sur l'ensemble des filons de St-Luc.

Ces faits réunis, nous pouvons établir la paragénèse comme suit:

1° Pyrite – Chalcopyrite,
2° Blende,
3° Fahlerz,
4° Chalcopyrite,
5° Galène.

Nous admettons ainsi une récurrence de la chalcopyrite (Lindgren [51]).

2. Mine de Collioux supérieur.

Situation.

La mine de Collioux supérieur s'ouvre sur le chemin de St-Luc à Chandolin (quelque dix mètres au-dessus) et à la hauteur de la partie médiane du grand dévaloir de Collioux. Elle fut exploitée en 1865 par une petite galerie ramifiée. Actuellement, cette entrée est complètement éboulée. Il nous fallut pratiquer un orifice pour pénétrer dans la galerie. Cette dernière attaque le filon selon le pendage, les petites recherches latérales le suivant en direction. L'ensemble des travaux mesure une cinquantaine de mètres de longueur (fig. 39).

Allure de filon.

Le filon quartzeux fortement diaclasé a un pendage moyen de 20° à 25° vers l'Est. Sa puissance varie de 0,50 à 1 m. Quelques mètres après l'entrée, on peut voir au toit du filon une zone qui, sur

Fig. 39. - Mine de Collioux Supérieur. Plan de la galerie.

1 m de puissance, est formée de roches complètement malaxées. Elle est limitée à sa partie supérieure par un miroir de faille parallèle à la schistosité. D'autres failles plus petites, postérieures au filon, recoupent la masse en diagonale.

Nature du remplissage.

Dans l'ensemble, le filon est plutôt massif, avec intercalations de bandes de schistes minces comme les feuillets d'un livre ou alors ramifié en plusieurs veines ménageant entre elles des rognons ou des strates plus épaisses de schistes.

Ces enclaves, de même nature que la roche encaissante, sont formées d'un micaschiste contenant des délits de chlorite pennine. Les traces d'écrasement sont nombreuses. La muscovite passe à la séricite qui forme des rubans sinueux dans la roche. En plusieurs points, les délits quartzeux ne sont plus qu'une purée cataclastique.

La tourmaline est fréquente; elle constitue des nids de cristaux enchevêtrés, fortement pléochroïques, avec ng bleu-violet foncé et np incolore. Nous avons déjà rencontré une tourmaline très semblable au mur de l'amphibolite du dévaloir Collioux, en relation avec une fahlbande.

Les portions du filon qui furent le plus affectées par les rejeux tectoniques sont transformées en une masse pulvérulente. Cette transformation fut sans doute grandement favorisée par les eaux qui eurent à leur disposition un important réseau de fractures après la mylonitisation. Fréquemment, la présence de minerai coïncide avec la partie friable du filon. Ces parties, à leur tour, sont caractéristiques des régions où le filon est le plus massif, le plus puissant. L'action des mouvements différentiels est également plus intense à ces endroits. Par contre, là où le filon se ramifie en plusieurs veines peu épaisses, les actions mécaniques sont plus faibles, le quartz et le schiste sont intacts et le minerai presque toujours inexistant. Cela tendrait à prouver que les accumulations de gangue et de minerai se sont faites aux points de plus grand décollement antérieur, lesquels ont été par la suite les plus aptes aux rejeux tectoniques. Les veines ramifiées seraient de nature purement métasomatique.

Sous le microscope, le filon consiste en une foule de grains étroitement juxtaposés les uns aux autres, et fortement cataclastiques. Des reliquats non écrasés existent ça et là, et sont alors composés

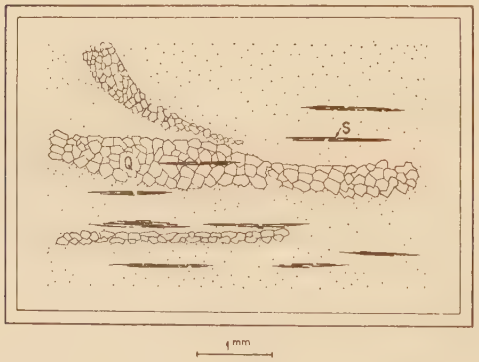


Fig. 40. - Structure du filon-couche de la mine de Collioux Supérieur. L'ensemble offre un aspect fortement cataclastique. Ech. A. Q = Quartz. S = Reliquats de séricite.

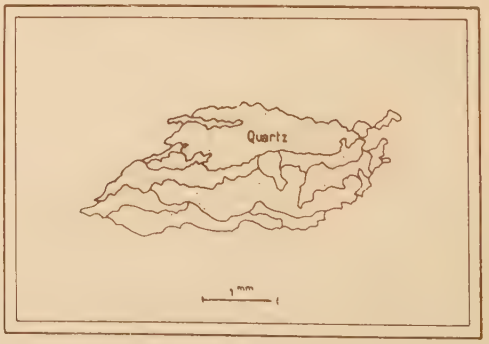


Fig. 41. - Grains de quartz engrenés les uns dans les autres, caractéristiques des veinules de quartz stériles dans les schistes de Casanna. Ech. B.

de gros grains de quartz légèrement engrenés les uns dans les autres. Ici et là, persistent de minces filets de séricite (fig. 40).

Nous avons fait sous le microscope quelques observations comparatives entre les filons, les veines de quartz stériles qui lardent les micaschistes et les fahlbandes:

Les veines de quartz stériles ont une structure particulière. Ce sont des grains allongés par la schistosité de cristallisation, possédant des contours en dents de scie et engrenés profondément les uns dans les autres (fig. 41).

Les fahlbandes et les filons ont une structure semblable. Dans toute la région, mais spécialement dans les micaschistes, ces fahlbandes apparaissent sous forme de niveaux peu épais de couleur jaunâtre, brunâtre et même noire. Formées essentiellement de quartz, elles contiennent néanmoins d'importants reliquats d'éléments lamellaires identiques à ceux que l'on observe dans les filons. Cette quartzification du schiste est cependant moins poussée que dans les filons proprement dits. Nous pouvons la comparer principalement à celle que l'on observe au bord de ces derniers.

Les fahlbandes contiennent toujours un peu de pyrite et sont plus ou moins limonitisées en surface. Plusieurs d'entre elles contiennent en abondance des pigments charbonneux.

Après calcination prolongée, ces pigments disparaissent et la roche devient gris clair.

Les rares fahlbandes que nous avons observées dans les amphibolites épidotiques à grenats offrent la particularité suivante: l'épidote et l'amphibole ont disparu, seul le grenat subsiste (fig. 42).

Fig. 42. - Structure et composition minéralogique des fahlbandes dans les amphibolites épidotiques. Ech. C. Q = Quartz. En pointillé: le grenat.

Minéralisation.

Elle se présente sous deux formes: 1° en petits amas composés principalement de galène; 2° en imprégnation diffuse caractérisée par un mélange de galène, de blende, de chalcopyrite et de pyrite. On observe par places des grains de bornite, de fahlerz et de cuprite. La covelline et la limonite en néoformation accompagnent tous les minéraux précédents.

Nous mettrons pour l'instant la wulfénite à part, nous réservant de la décrire ultérieurement.

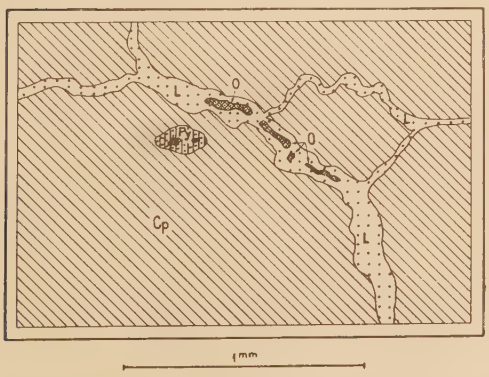


Fig. 43. - Veinules de limonite avec inclusions d'oligiste, dans la chalcopyrite. Ech. n° 1. Mine de Collioux supérieur. Cp = Chalcopyrite. Py = Pyrite. O = Oligiste. L = Limonite.

Chalcographie.

Echantillon n° 1.

Association de bornite, pyrite, chalcopyrite, covelline, cuprite. La gangue est colorée en bleu et vert par des arséniates de cuivre. La chalcopyrite est traversée par de nombreuses veinules de limonite, qui contiennent des petites plages arrondies d'oligiste (fig. 43).

La pyrite forme des grains à tendance idiomorphes plus ou moins arrondis. En section polie, sa surface est treillissée; elle peut contenir des inclusions de chalcopyrite et de cuprite. Cette dernière forme également de grandes plages qui remplacent la chalcopyrite, dont il ne reste plus que des îlots au sein de la cuprite (fig. 44).

La bornite forme de grandes plages aux contours irré-

guliers. Elle est traversée par de nombreuses fractures, qui sont soulignées par de la limonite au centre et par un liséré de covelline sur les bords. Au plus fort grossissement apparaissent de fines lamelles de chalcopyrite dans la bornite. Il s'agit de chalcopyrite de remplacement, la bornite étant primaire. En effet, en plusieurs points nous voyons la chalcopyrite former de petites indentations dans la bornite en prolongation de fissures, elles-mêmes remplies par de la limonite ou de la covelline (fig. 45).

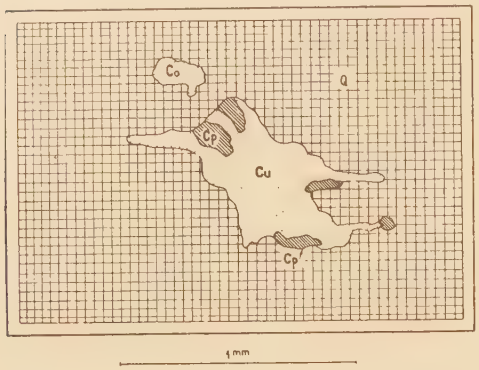


Fig. 44. - Mode de remplacement de la chalcopyrite par la cuprite. Ech. nº 1. — Mine de Collioux supérieur. Cu = Cuprite. Cp = Chalcopyrite. Q = Quartz.

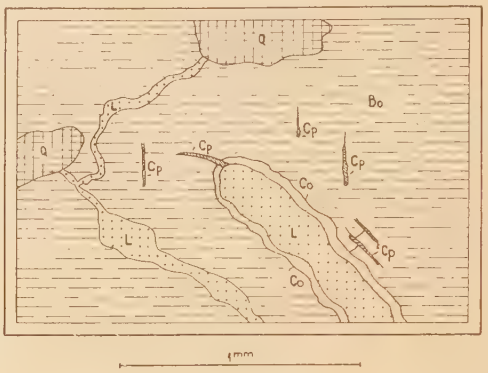


Fig. 45. - Chalcopyrite de remplacement dans la bornite. Ech. nº 1. Mine de Collioux supérieur. Bo = Bornite. Cp = Chalcopyrite. Co = Covelline. L = Limonite. Q = Quartz.

Echantillon nº 2.

Dans son ensemble, fortement cataclastique. Les grains de pyrite sont écrasés, aplatis. Les plages de chalcopyrite sont fortement diaclasées. Les diaclases ont été ultérieurement remplies par des éléments d'oxydation et de la limonite (fig. 46).

Notons encore la présence d'une plage de fahlerz incluse dans la chalcopyrite.

Echantillon nº 3.

Association de pyrite, de bornite, de fahlerz, de chalcopyrite et de galène. La pyrite forme de grandes plages aux contours arrondis et la chalcopyrite de longs rubans troués par des pointements de gangue. La bornite et le fahlerz jouent par rapport à la chalcopyrite le même rôle; la bornite en particulier constitue des plages aux contours ondulés alternativement concaves et convexes. Les parties convexes et concaves de deux grains adjacents sont en regard l'une de l'autre. L'espace compris entre ces grains est occupé par la chalcopyrite. Ces facteurs parlent en faveur d'un remplacement de la bornite par la chalcopyrite (Bastin [13]) (fig. 47).

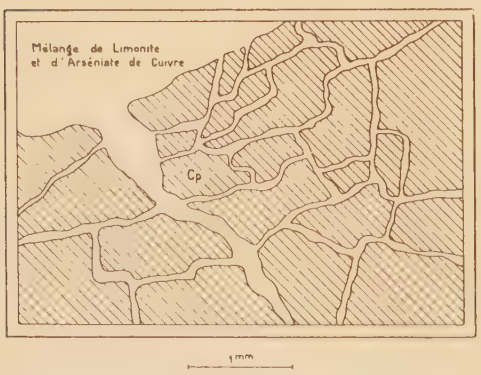


Fig. 46. - Chalcopyrite cataclastique. Ech. nº 2. Mine de Collioux supérieur. Cp = Chalcopyrite.

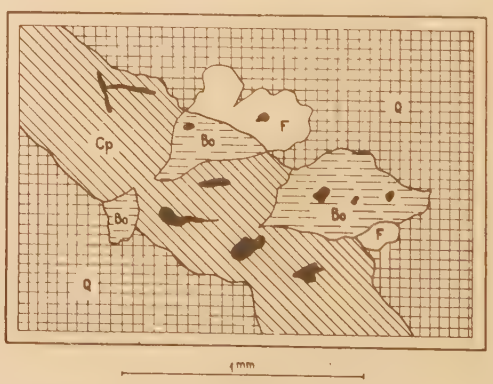


Fig. 47. - Mode de remplacement de la bornite par la chalcopyrite. Ech. nº 3. Mine de Collioux supérieur. Cp = Chalcopyrite. Bo = Bornite. F = Fahlerz. Q = Quartz.

Dans cet échantillon, la galène n'entre qu'en très faible proportion; elle est en bonne partie remplacée par un réseau de limonite associée à des produits d'oxydation. Au contact de la chalcopyrite et de la galène, on observe des petits pointements de bornite (fig. 48). D'une façon générale, la covelline épigénise les fissures de la bornite.

Echantillon nº 4.

Le minerai est en lambeaux dans le schiste. Sa structure est hiéroglyphique. Le quartz dans le schiste forme soit de petits nodules, soit des veinules d'éclat vitreux. L'ensemble est de teinte gris-noir. Cette apparence est caractéristique des zones du filon où le minerai est très finement divisé.

Quand les plages de minerai sont un peu étendues, elles prennent un aspect vacuolaire analogue aux mailles d'un filet. L'ensemble est d'allure nettement métasomatique, le minerai ayant précipité en lieu et place des éléments lamellaires disparus.

Les minerais principaux sont la galène, la blende, la chalcopyrite et la pyrite. Le chalcopyrite est spécialement localisée dans la blende, parfois en bordure de la galène. La galène et la chalcopyrite remplacent la blende (fig. 49).

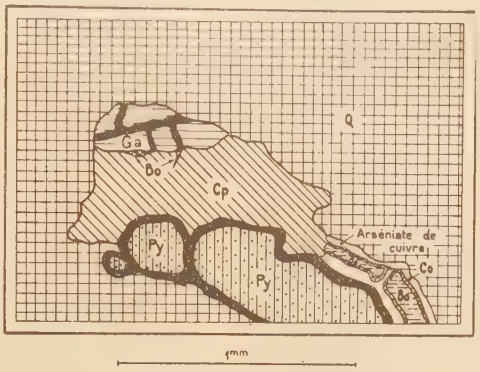


Fig. 48. - Association de chalcopyrite, bornite, covelline, pyrite et galène. Ech. nº 3. Mine de Collioux supérieur. Cp = Chalcopyrite. Py = Pyrite. Ga = Galène. Bo = Bornite. Co = Covelline. Q = Quartz.

Echantillon nº 5.

Quand le quartz qui imprègne la roche augmente, l'imprégnation du minerai augmente corrélativement.

La galène en particulier forme de plus larges individus cristallins qui se glissent dans la schistosité (fig. 50). A part la galène, quelques petits grains arrondis de pyrite apparaissent dans la gangue.

Nous voyons donc qu'il existe à Collioux supérieur deux sortes de minéralisation, l'une caractérisée principalement par la présence de pyrite, de bornite et de chalcopyrite ; l'autre par une association P. B. G.

La nature du filon diffère parallèlement. Au premier type de minerai correspond un quartz massif, laiteux, sans délits de schistes intercalaires; au second, un schiste métasomatisé contenant relativement peu de quartz et beaucoup de délits lamellaires.

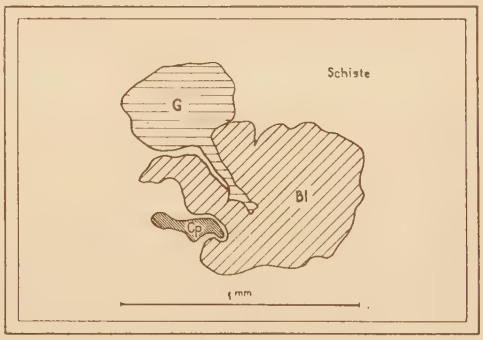


Fig. 49 - Mode de remplacement de la blende par la chalcopyrite et la galène. Ech. nº 4. Mine de Collioux supérieur. G = Galène. Bl = Blende. Cp = Chalcopyrite.

Paragénèse.

En parallèle avec le premier type de minerai, nous pouvons établir la succession suivante:

1. Pyrite,
2. Bornite-Fahlerz,
3. Chalcopyrite,
4. Galène,
5. Cuprite — covelline — limonite.

En corrélation avec le second:

1. Pyrite,
2. Blende,
3. Chalcopyrite (?),
4. Galène.

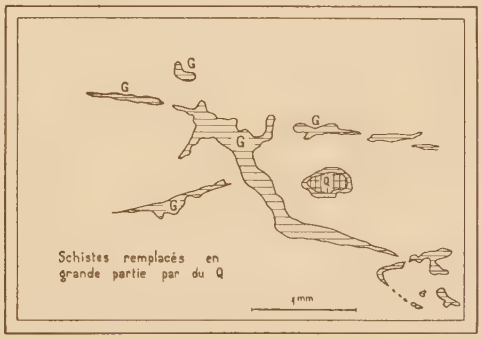


Fig. 50. - Plages de galène amœbiforme. Ech. nº 5. Mine de Collioux supérieur. G = Galène. Q = Quartz.

La wulfénite.

A part les minéraux primaires, nous trouvons encore à Collioux supérieur des cristaux de wulfénite en relation avec d'autres minéraux de néoformation tels que cérusite et arséniate de cuivre. Schmidt [66], dans un rapport sur les gisements métallifères du Val d'Anniviers, fait déjà mention de cette wulfénite. Il note l'existence de petites tables d'un jaune cireux, adamantines, quadratiques, de 1 à 3 mm de côté. Il précise que l'essai de la galène a donné un résultat négatif quant à sa teneur en molybdène, de même que les galènes accompagnées de wulfénite se sont montrées dépourvues de Mo à Höllental près de Garmisch en Bavière, et à Mies en Carinthie. A Collioux, les cristaux de wulfénite sont en général fichés par un angle dans la masse du filon. L'aspect de cette wulfénite revêt celui d'un mince plaquage sur les parois des fissures qui traversent le filon. Nulle part, on n'aperçoit de concentrations importantes. De plus, nous n'avons jamais vu de wulfénite sur les schistes encaissants, mais toujours sur le quartz du filon, en relation plus ou moins directe avec des masses de galène. Il ressort de là que les conditions de précipitation favorables à la wulfénite ne se sont réalisées qu'au contact du quartz. L'origine de cette wulfénite est difficile à expliquer. Nous pensons qu'elle est attribuable à des processus d'oxydation, qui du même coup permirent la formation de cérusite. Ceci posé, le problème se trouve reporté sur l'origine même du molybdène.

Des solutions chargées d'acide molybdique entrant en contact avec la galène pourraient donner naissance à du molybdate de plomb avec le concours de l'acide carbonique dissous dans les eaux météoriques (Krusch [50]).

3. Mine de Fusette.

La galerie de la mine de Fusette date de 1854. Elle fut poussée en direction sur une longueur de 72 m (fig. 51). L'entrée, qui regarde le Nord, est située 20 m au-dessus du chemin de St-Luc à Chandolin, à environ 350 m de la partie médiane du dévaloir de Collioux. A l'affleurement, le filon quartzeux a 0,50 m de puissance. Il est revêtu par places de taches d'oxydation vertes et bleues ou brunes à proximité des noyaux d'ankérite.

Le quartz est de couleur blanc laiteux. Des filets de séricite donnent au filon une texture schisteuse. Par augmentation de ces feuillets séricitiques on passe graduellement à la roche encaissante. Il est certaines parties du gîte auxquelles le terme de filon n'est plus applicable. Ce sont plutôt des zones filoniennes qui passent graduellement au schiste proprement dit et qui peuvent avoir 2 m de puissance. L'aspect du filon dans la galerie est très variable. Au front de taille, par exemple, le filon fait place à un complexe de schiste traversé de nombreux filonnets quartzeux contenant des mouches de calcite.

A la profondeur de 48 m le filon traverse une zone faillée. Il se disloque, se lamine, et fait place à une glaise verte dans une faille longitudinale pour reparaître quelques mètres plus loin avec une puissance de 10 cm.

Trois petites failles le recoupent, peu avant l'endroit où il se lamine. Au passage de l'une d'elles, le filon subit un petit rejet de 30 cm.

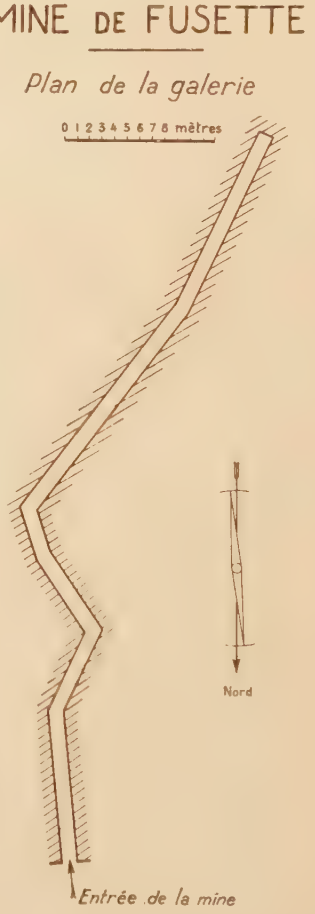


Fig. 51. - Mine de Fusette, plan de la galerie.

Minéralisation.

Elle est excessivement faible. Le minerai se présente en général sous forme de veinules peu épaisses et toujours très courtes, noyées dans la masse du quartz. Par places c'est une imprégnation et non plus à proprement parler un remplissage. D'une façon générale, les filonnets de minerai sont plus volontiers localisés sur les bords du filon qu'au centre de ce dernier.

Ce qui est frappant, c'est la disproportion qui existe entre la puissance du filon et la quantité de minerai. Pour une veinule de 2 ou 3 cm d'épaisseur, le filon dépasse communément 1,50 m. Nous retrouvons ici plus manifeste encore le caractère diffus des filons quartzeux que nous avions déjà souligné au paragraphe de la minéralisation de la mine des Moulins.

Nous avons noté, à 38 et à 47 m de profondeur, des concentrations de minerai très locales. Au toit, c'est tout d'abord un réseau de veinules ayant 2 à 3 mm d'épaisseur; plus au centre, ce sont des amas lenticulaires de 3 à 5 cm d'épaisseur et 15 à 30 cm de longueur. Succède ensuite, en allant vers le mur, une zone très schisteuse de quelques centimètres, puis une zone de quartz compact avec des mouches de pyrite. La puissance totale du filon à cet endroit est de 0,50 m.

Roche encaissante.

C'est un micaschiste sans boitite, écrasé; les lamelles de muscovite passent par étirement à des rubans de séricite. Les veines de quartz sont réduites par places à une fine purée cataclastique. La roche est de couleur claire, d'apparence soyeuse.

Chalcographie.

Echantillon nº 1.

Le minerai finement divisé dans la gangue quartzeuse donne à l'ensemble une teinte grisâtre. Ces rubans gris d'imprégnation sont caractéristiques de l'ensemble des gisements de la région de St-Luc. A Fusette, nous retrouvons tout à fait la structure des associations de blende, galène et chalcopyrite de Collioux supérieur.

Le minerai est d'allure hiéroglyphique (fig. 52). Il se compose essentiellement de galène et de blende, avec de la chalcopyrite finement dispersée et de la pyrite. La chalcopyrite forme de petites inclusions dans la gangue et principalement dans la blende.

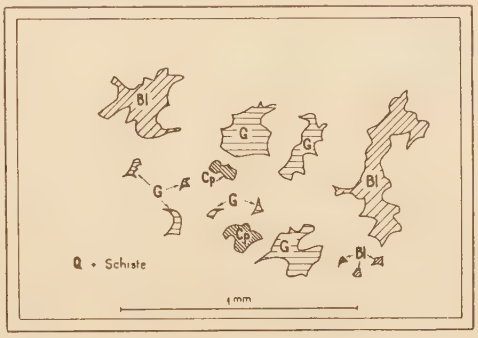


Fig. 52. - Plages de minerai d'allure hiéroglyphique. Ech. nº 1. Mine de Fusette. G = Galène. Cp = Chalcopyrite. Bl. = Blende. Q = Quartz.

Le minerai peut aussi se glisser dans le schiste proprement dit plus ou moins remplacé par le quartz filonien. Il forme des veinules parallèles en lieu et place des délits lamellaires disparus.

Le fahlerz est très peu abondant, nous n'en avons observé qu'une ou deux plages, trop peu pour pouvoir établir des relations certaines avec les autres minéraux.

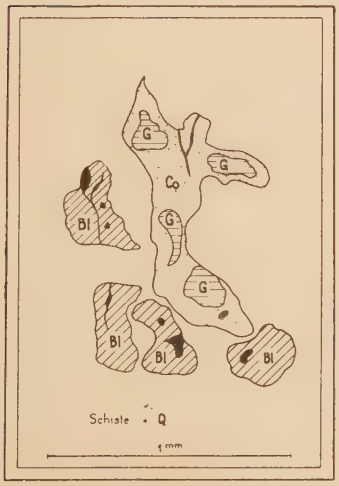


Fig. 53 - Mode de remplacement de la galène et de la blende par la covelline et la limonite. Ech. nº 2. Mine de Fusette. G = Galène. Bl = Blende. Co = Covelline. Q = Quartz. En noir: la limonite.

Echantillon nº 2.

Association de blende, de galène, de limonite et de covelline. Ces deux derniers minéraux particulièrement abondants, remplacent la blende et la galène, mais principalement cette dernière (fig. 53). D'une façon d'ailleurs générale, nous avons pu constater que la galène se prêtait au remplacement par la covelline et la limonite mieux que les autres minéraux.

Echantillon nº 3.

Par places se sont opérées de petites concentrations de pyrite largement cristallisée.

Les cristaux sont idiomorphes, ont 3—4 mm de diamètre. Ils sont un peu corrodés et contiennent de petites inclusions de blende, de galène et de chalcopyrite (fig. 54).

Entre les grains de pyrite se trouvent de grandes plages de blende jaune clair à verdâtre, transparente en section polie.

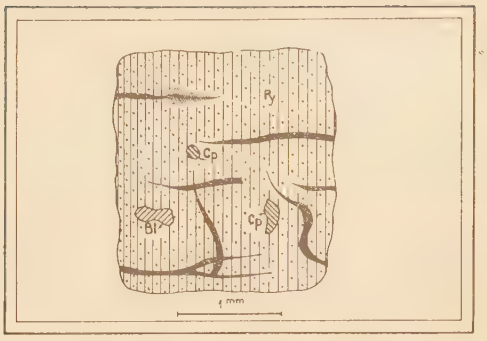


Fig. 54. - Plage idiomorphe de pyrite contenant des inclusions de chalcopyrite et de blende. Ech. nº 3. Mine de Fusette. Py = Pyrite. Cp = Chalcopyrite. Bl = Blende.

Paragénèse.

La paragenèse peut s'établir de la manière suivante :

1. Pyrite.
2. Blende,
3. Fahlerz (?),
4. Chalcopyrite,
5. Galène.

4. Mine de Gosan.

Dans la forêt au-dessus du chemin de St-Luc à Chandolin et sur le plateau de Gosan, un banc de quartz de direction NE—SW, plongeant 10° au Sud, fut exploité en 1836 par deux petites galeries situées au même niveau et distantes de quelques mètres. L'accès de ces galeries est actuellement impossible, le toit de chacune d'elles s'étant effondré. Sur les quelques mètres qu'il nous fut possible de parcourir, nous avons observé un mélange de blocs éboulés et de vieux cadres de bois complètement vermoulus. A deux cents mètres au NE de ces premiers travaux, une petite recherche longue de quelques mètres fut encore tentée ; elle n'offre pas trace de minerai. Seules les petites haldes nous en ont montré un peu.

Chalcographie.

Echantillon nº 1.

Le minerai consiste surtout en gros cristaux de pyrite et en fahlerz d'aspect vacuolaire, avec un peu de covelline qui remplit les fissures. Les grains de pyrite sont fortement diaclasés. Dans ces diaclases se glissent un peu de fahlerz, de la covelline et des plages de quartz.

Echantillon nº 2.

Belle association de galène et de fahlerz. Le fahlerz est de couleur nettement olivâtre, analogue à celle du fahlerz des Moulins.

La galène remplace le fahlerz. Ici et là, on observe quelques grains de pyrite et de blende en inclusion dans la galène. Par places, la limonite, dont les bords sont soulignés par un mince filet de covelline, épigénise largement la galène. Quelques plages de cuprite aux réflexes internes rouge sang sont associées à de la limonite fortement anisotrope.

5. Mine de Termino.

A cinq cents mètres au Nord de la partie médiane du dévaloir Collioux et à 1660 m d'altitude sous les chalets des prés de Termino, on a exploité un filon de quartz contenant essentiellement de la galène et du fahlerz.

L'entrée de la galerie de cette mine est complètement éboulée. D'énormes blocs y sont coincés. Il est probable que seule l'entrée a été endommagée. Les haldes de la mine, assez considérables, contiennent passablement d'annivite et de belle galène largement cristallisée. Les concrétions bleues et vertes d'arséniates de cuivre sont très fréquentes.

Chalcographie.

Echantillon nº 1.

Association de galène, de fahlerz, de limonite, avec un peu de pyrite et de chalcopyrite. La limonite est spécialement abondante. Elle remplit les fissures et peut enrober complètement les différents minéraux. Nous la voyons spécialement se glisser dans les clivages de la galène et y former des figures géométriques à contours acérés. Le fahlerz est inclus sous forme de grains ovales ou

arrondis dans la galène. La chalcopyrite est en inclusion dans le fahlerz, mais pénètre également dans ce dernier à partir de la périphérie.

Paragénèse.

1. Pyrite,
2. Fahlerz,
3. Chalcopyrite,
4. Galène.

Echantillon nº 2.

Belle association d'annivite et de pyrite. La pyrite est en gros cristaux fortement diaclasés. Ces diaclases sont remplies par de la limonite. L'annivite forme de grandes plages de couleur claire très légèrement crème rosé dont les cassures sont remplies par de la covelline.

6. Mine de Collioux inférieur.

La galerie principale de cette mine orientée N 45° E s'ouvre en plein dévaloir Collioux à l'altitude de 1635 m. Deux autres petites recherches de 2 et 10 m de longueur furent menées de part et d'autre à la même altitude. Elles ne montrent rien de particulier. Les travaux d'exploitation datent des années 1854—55 et 1867.

La galerie principale suit le filon en direction sur une distance assez grande. L'exploration du fond est rendue très dangereuse par des éboulements, quand on dépasse la profondeur de 20 m.

La direction du filon est Est – Ouest et le pendage de 23° au Sud. Une faille de direction N 60° E et 55° de plongement vers le S, est visible au toit de la galerie.

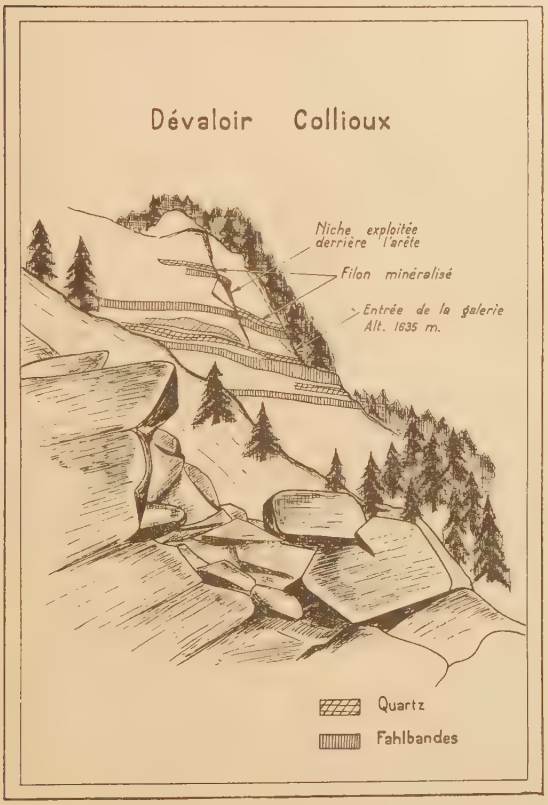


Fig. 55. - Vue générale de la partie supérieure du dévaloir Collioux.

Fig. 56. - Vue générale de la partie inférieure du dévaloir Collioux. En traits mixtes, la trace d'une large faille ouverte.

Peu après l'entrée, le filon se coïnce fortement, se lamine, il fait place à une glaise limonitique dépourvue de minerai.

A l'affleurement, le filon possède une puissance moyenne de 1 m. Nous le retrouvons sur une centaine de mètres en travers du dévaloir, presque exempt de minerai et sujet à de grosses variations d'épaisseur. Le filon lui-même n'est pas massif. Il s'agit plutôt d'un complexe de veines quartzeuses plus ou moins parallèles avec intercalation de fins délits schisteux. Le tout est faillé longitudinalement et transversalement.

Toute la région (fig. 55—56) située au toit et au mur du filon, contient des fahlbandes orientées sensiblement de la même façon que ce dernier. Elles sont revêtues d'une croûte d'altération jaune brun pouvant atteindre 1 cm d'épaisseur. Le filon lui-même est situé dans une fahlbande de 3 m de puissance.

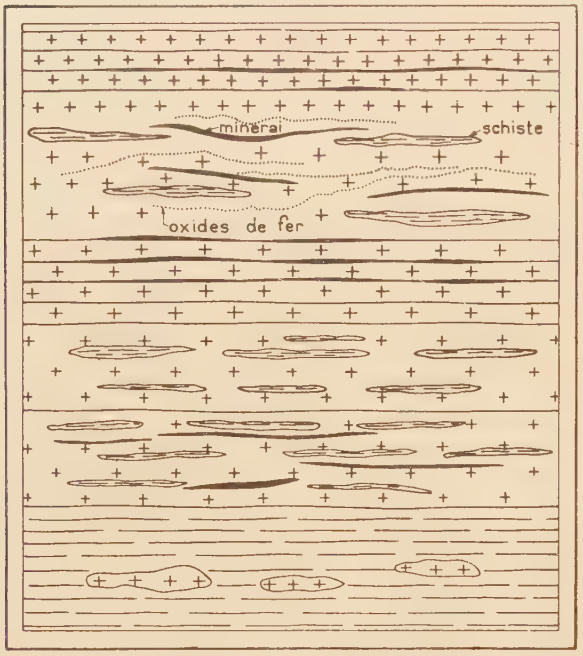


Fig. 57. - Aspect du filon métasomatique de la mine de Collioux inférieur. Puissance = 100 cm + = Quartz.

Allure du remplissage.

Le remplissage est d'allure métasomatique (fig. 57). A part le quartz, on remarque quelques nids d'ankérite plus ou moins limonitisée. Quand le minerai forme des veinules un peu importantes, elles se trouvent de préférence au mur des différentes digitations quartzeuses. Au centre du filon ce sont principalement de fines imprégnations.

Minéralisation.

Le minerai se présente sous deux formes: 1° en veinules peu épaisses, 0,5 à 1 cm, le minerai étant alors compact et gris métallique: 2° en grains idiomorphes et bien séparés les uns des autres. On observe encore des mouches foliacées gris-blanc très brillantes de bismuthine. Un peu partout se traînent de minces filets limonitiques et des traces vertes et roses de minéraux d'oxydation, à savoir l'annabergite et l'érythrine.

Chalcographie.

Echantillon nº 1.

Il est constitué 1° de bandes minces, plus ou moins compactes, formées de petits grains de minerai juxtaposés fortement anisotropes, qui affectent le plus souvent la forme de losanges; 2° de gros cristaux isotropes, idiomorphes, complètement séparés les uns des autres. Ces deux façons d'être du minerai sont tout à fait caractéristiques du gisement. Les bandes peuvent par endroits former des sortes de croûtes d'allures concentriques, analogues à celles qui ont été décrites par Bastin [**14**] pour le mispickel de Cobaltdistrict. (Voir également Huttenlocher [**43**, p. 207].)

Ces minéraux (désignés respectivement sur les dessins par les lettres M et S), ont été l'objet d'essais chimiques variés:

1. Analyses rapides par voie humide sur l'ensemble de chaque échantillon aux fins de contrôler la présence du fer et du nickel. Le cobalt, quand il est abondant, peut également se déceler. En effet, la solution chlorhydrique d'attaque, de vert foncé devient rose par dilution.
2. Sur l'ensemble également, essais par voie sèche (perles de borax, essais en tube fermé).
3. Attaques des sections polies par $FeCl_3$ et HNO_3 50 %.
4. Essais par la méthode des empreintes (Hiller [**42**]).

La planimétrie d'une partie des échantillons a fait connaître approximativement la proportion des minéraux anisotropes et isotropes et permis d'interpréter mieux les résultats offerts par les essais chimiques.

L'échantillon nº 1 donne pour ces différents essais les résultats suivants:

Essais par voie humide — beaucoup de nickel, présence de cobalt, fer.

Essais par voie sèche — perles bleues de cobalt, soufre, miroir d'arsenic.

Attaque (minéral anisotrope) — $FeCl_3$ négative; HNO_3 positive; le minéral acquiert de fortes irisations jaunes et bleues.

Attaque (minéral isotrope) — $FeCl_3$ négative; HNO_3 positive avec formation de zones concentriques grossières et apparition de lamelles emboîtées les unes dans les autres.

Empreintes — de deux sortes. Les bandes anisotropes donnent une belle empreinte brunâtre avec NH_4OH caractéristique du fer. Par places, au contact de la diméthylglyoxime, on décèle la présence de nickel. Nous avons pu vérifier qu'en un point il s'agissait d'une très petite plage isotrope possédant les mêmes propriétés que les gros cristaux idiomorphes cités plus haut. Ajoutons que les bandes anisotropes donnent une empreinte de cobalt bien nette, dont le dessin coïncide avec celui de l'empreinte de fer. Le minéral isotrope donne, par la méthode des empreintes, une réaction positive à la fois pour le nickel et le cobalt sur un même grain.

Planimétrie — Minéral anisotrope: 54,5 %;
Minéral isotrope: 45,5 %.

Tous ces minéraux ont un pouvoir réflecteur élevé et possèdent en lumière naturelle un aspect presque identique. Ils sont très durs. Le minéral anisotrope est très légèrement plus tendre que le minéral isotrope et très légèrement pléochroïque, à savoir blanc avec une pointe de bleu et blanc-jaune.

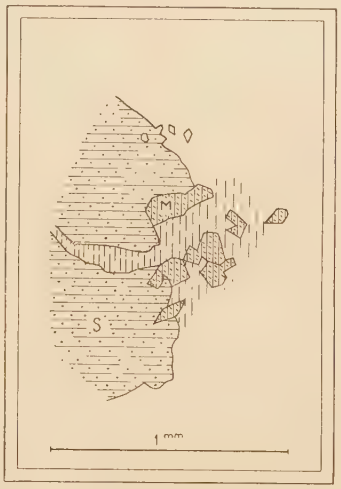


Fig. 58. - Mode de remplacement du minéral anisotrope. Ech. nº 1. Mine de Collioux inférieur. M = Minéral anisotrope. S = Minéral isotrope. Hâchures verticales: la gangue.

Paragénèse.

Le minéral anisotrope remplace le minéral isotrope (fig. 58).

Quelques sections de bismuthine et de chalcopyrite sont également présentes dans la préparation.

Echantillon nº 2.

Il est formé de grains idiomorphes, durs, isotropes, et de grains anisotropes de contours le plus souvent quelconques mais qui parfois présentent la forme de losanges. Les cristaux idiomorphes possèdent trois formes caractéristiques, à savoir le cube, l'octaèdre, la combinaison du cube et de l'octaèdre. Les faces de l'octaèdre montrent des zones triangulaires emboîtées les unes dans les autres. Les tables de Goldschmidt [36] font de cette dernière forme une caractéristique de la gersdorfite. Mais l'absence de clivage convenable chez notre minéral ne témoigne pas en faveur de cette dernière.

Essais par voie humide — passablement de nickel, complexe soluble brun de cobalt.

Essais par voie sèche — perles bleu foncé de cobalt, soufre, miroir d'arsenic, peut-être un peu d'antimoine.

Attaques — $FeCl_3$ négative pour les deux minéraux; HNO_3 positive. Le minéral anisotrope devient jaune et bleu en même temps que des zones concentriques apparaissent. Le minéral isotrope devient également le siège de zones concentriques. L'attaque n'est pas homogène, le centre devient fortement granuleux avec par places des lames irisées, tandis que la bordure est presque inattaquée (fig. 59).

Empreintes — Elles donnent au contact des grains isotropes un résultat positif à la fois pour le nickel et le cobalt.

Planimétrie — Minéral anisotrope: 8,6 %;
Minéral isotrope: 91,4 %.

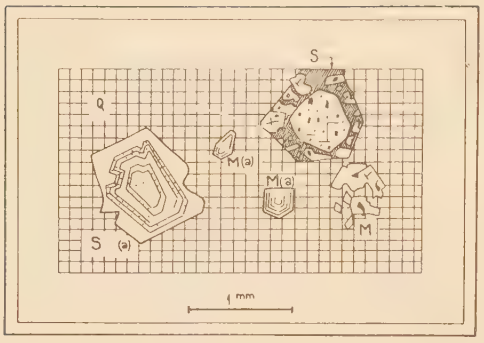


Fig. 59. - Figures d'attaque sur le minéral isotrope et sur le minéral anisotrope. A remarquer les zones concentriques du minéral isotrope attaqué. Ech. n° 2. Mine de Collioux inf. M = Minéral anisotrope. S = Minéral isotrope. M (a) = Minéral anisotrope (attaqué). S (a) = Minéral isotrope (attaqué). Q = Quartz.

Le minéral isotrope de caractère très particulier a été l'objet de deux analyses, l'une par les rayons X, l'autre chimique, entreprises par le Laboratoire de Minéralogie de Zurich.

1. Analyse aux rayons X: Il s'agit d'un minéral cubique, possédant une constante de réseau de 5,60 Å. Les interférences observées sont celles produites par les différents plans suivants: (200), (211), (220), (221) ainsi que (300), (311), (222), (320), (321), (420), (421), (332), (422), ainsi que (511), (520), et ceci en diminuant d'intensité comme c'est le cas dans la structure de la pyrite. La seule différence d'avec le diagramme de la pyrite, ce sont les intensités relatives des interférences. Dans l'ensemble, ces deux diagrammes sont toutefois tout à fait semblables, et suggèrent l'existence de cobaltine. En effet, cette dernière possède une constante de réseau très proche de 5,60 Å, tandis que celle de la smaltine n'atteint que 5,52 Å. Cependant, contrairement à la cobaltine qui est inattaquable à l'acide nitrique, notre minéral présente après attaque des figures concentriques; l'analogie avec la cobaltine n'est donc pas entière.

2. Analyse chimique: malheureusement incomplète, cette analyse a néanmoins donné les résultats suivants.

	%
Insolubles	4,27
Soufre	13,35
Fer	9,04
Nickel	7,02
Cobalt	14,87
Bismuth	12,18
Arsenic	peu
Etain	traces
Antimoine	—
Total env.	60,73

Le minéral isotrope serait donc un sulfure plutôt qu'un sulfo-arséniure.

Echantillon n° 3.

La majeure partie de la préparation est formée de gros cristaux idiomorphes au clivage imparfait, isotropes, difficiles à polir, nettement séparés les uns des autres. Pour le reste, ce sont de minces rubans formés de petits losanges anisotropes, durs, réfléchissant fortement la lumière.

Essais par voie humide — nickel abondant, peu de cobalt.
Essais par voie sèche — perle de borax verte à chaud, bleue à froid, soufre, miroir d'arsenic.
Attaques (minéral isotrope) — $FeCl_3$ négative.
HNO_3 positive. Le minéral révèle des structures concentriques grossières. Les plages sont plus fortement attaquées au centre qu'à la périphérie.
Empreintes — Elles donnent de nouveau sur un même grain isotrope, une réaction positive pour le nickel et le cobalt. Les rubans anisotropes donnent une empreinte brunâtre, caractéristique du fer.
Planimétrie — Minéral anisotrope: 23 %;
Minéral isotrope: 77 %.

Les grandes plages isotropes sont hétérogènes, elles contiennent des inclusions (fig. 60). Ces inclusions sont de trois sortes: 1° Fortement anisotropes, très blanches, passablement plus tendres que le minéral

de fond et plus plates, moins difficiles à polir. L'attaque par $FeCl_3$ est positive, mais lente ; le minéral devient granuleux et noircit. Tous ces facteurs témoignent en faveur de la safflorite. 2° Des inclusions fortement anisotropes, de couleur presque identique au minéral de fond, à savoir blanc avec une pointe de jaune, très légèrement pléochroïque et légèrement plus tendre que le minéral de fond. Le pouvoir réflecteur est également un peu plus faible. L'attaque par $FeCl_3$ est négative; elle est positive par HNO_3 50 %. Ce sont très probablement des inclusions de mispickel. 3° Des inclusions de bismuthine.

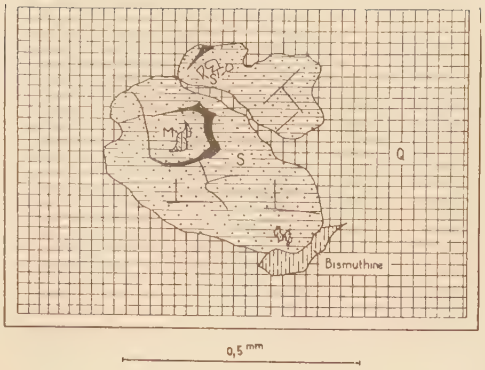


Fig. 60. - Plage du minéral isotrope contenant trois sortes d'inclusions. Ech. n° 3. Mine de Collioux inférieur. M = Minéral anisotrope. S = Minéral isotrope. S (en blanc) = Safflorite. Q = Quartz.

Echantillon n° 4.

Association intime de bismuthine et de petits cristaux en losanges, durs, fortement anisotropes, qui rappellent la structure microdiablastique des schistes cristallins (fig. 61). Macroscopiquement il s'agit de croûtes d'aspect légèrement concentrique ou de minces veinules de couleur gris foncé, noyées dans le quartz de la gangue (fig. 62).

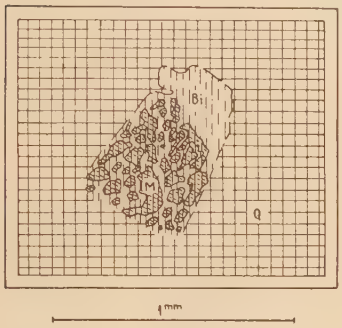


Fig. 61. - Association de bismuthine et de petits cristaux en losanges fortement anisotropes. Ech. n° 4. Mine de Collioux inférieur. Bi = Bismuthine. M = Minéral anisotrope. Q = Quartz.

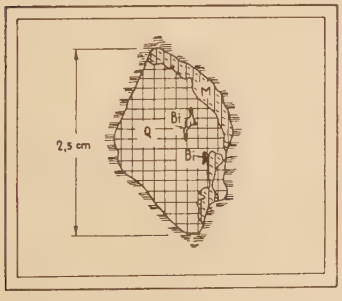


Fig. 62. - Structure en croûtes légèrement concentriques. Ech. n° 4. Mine de Collioux inférieur. M = Minéral anisotrope. Bi = Bismuthine. Q = Quartz.

Essais par voie humide	÷ beaucoup de fer, traces de nickel.
Essais par voie sèche	— soufre abondant, miroir d'arsenic.
Attaques	— $FeCl_3$ négative; HNO_3 50 % positive. Le minéral noircit, se chagrine, par places il devient jaune et bleu.
Empreintes	— positive pour le fer, entourée d'un mince liseré de nickel.

Paragénèse.

La bismuthine remplace le minéral anisotrope.

Echantillon n° 5.

Association de bismuthine, de bismuth natif, de chalcopyrite, de grandes plages isotropes aux tendances idiomorphes et, par places, de cristaux en losanges fortement anisotropes. Les gros grains isotropes ne sont pas homogènes; ils contiennent en inclusions le minéral anisotrope, ce dernier étant très légèrement plus tendre et légèrement plus sombre que le minéral de fond.

Essais par voie humide	— nickel et cobalt abondants, traces de fer.
Essais par voie sèche	— cobalt abondant, soufre, arsenic.
Attaques (minéral isotrope)	— $FeCl_3$ négative; HNO_3 50 % (20 sec) positive. Il se produit un chagrinage brun-noir et une grossière structure concentrique.
Attaques (minéral anisotrope)	— $FeCl_3$ négative; HNO_3 positive. Le minéral vivement attaqué, devient bleu foncé et jaune.
Empreintes	— Belle empreinte de nickel et cobalt sur les plages isotropes.
Planimétrie	— Minéral anisotrope : 4,5 %; Minéral isotrope : 95,5 %.

Paragénèse.

La bismuthine remplace le minéral isotrope (fig. 63) de même que le bismuth natif.

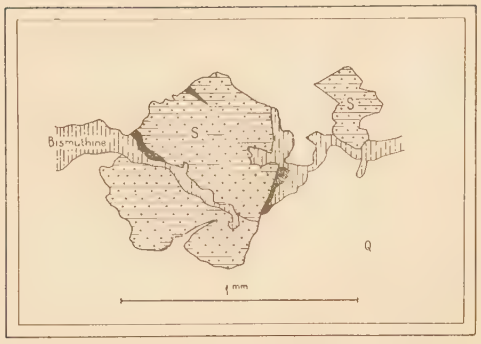


Fig. 63. - Mode de remplacement du minéral isotrope par la bismuthine. Ech. nº 5. Mine de Collioux inférieur. S = Minéral isotrope. Q = Quartz.

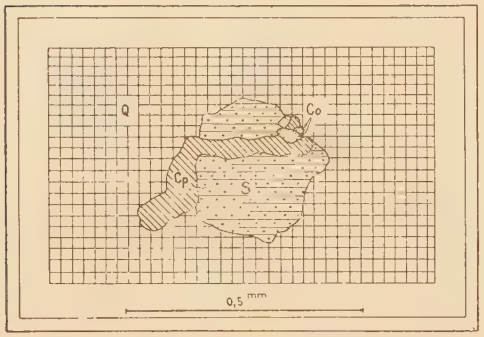


Fig. 64. - Remplacement du minéral isotrope par la chalcopyrite. Ech. nº 6. Mine de Collioux inférieur. S = Minéral isotrope. Cp = Chalcopyrite. Co = Covelline. Q = Quartz.

Echantillon nº 6.

Association de bismuthine, de bismuth natif, de grains isotropes et anisotropes semblables aux précédents, de chalcopyrite et d'un peu de covelline.

Essais par voie humide — cobalt et nickel abondants, traces de fer.

Essais par voie sèche — cobalt, arsenic, traces de soufre.

Attaques — $FeCl_3$ négative pour les deux minéraux isotrope et anisotrope; HNO_3 50 % positive. De nombreuses zones concentriques apparaissent sur le minéral isotrope.

Empreintes — positive pour le nickel et le cobalt sur un même grain isotrope.

Planimétrie — Minéral anisotrope: 6,5 %; Minéral isotrope: 93,5 %.

Le minéral isotrope constitue de gros cristaux idiomorphes, qui possèdent principalement les formes du cube et de l'octaèdre. Le minéral anisotrope, beaucoup moins abondant, constitue de petits bâtonnets, des losanges fréquemment inclus dans la masse des grains isotropes. La chalcopyrite remplace le minéral isotrope (fig. 64) et le bismuth natif.

En résumé, il se dégage des observations optiques et chimiques qui précèdent, les résultats suivants:

1. Le soufre semble être plus abondant quand le minéral anisotrope l'est aussi.
2. Quand le minéral anisotrope est seul, la quantité de fer augmente beaucoup et il ne subsiste que des traces de nickel et de cobalt.
3. Quand le minéral isotrope est abondant, la quantité de nickel et cobalt l'est également.
4. L'arsenic est partout présent.
5. Le minéral isotrope est beaucoup plus dur que la safflorite, très légèrement plus dur que le minéral anisotrope et ne possède pas de bons clivages. Son pouvoir réflecteur est élevé et sa couleur est blanche, très légèrement teintée de jaune. L'attaque par HNO_3 50 % est positive, il apparaît de grossières structures concentriques.
6. Le minéral fortement anisotrope a presque toujours la forme de losanges, il est très légèrement pléochroïque et possède un pouvoir réflecteur et une couleur sensiblement pareil au minéral isotrope. L'attaque par HNO_3 50 % est positive, le minéral noircit; par places il acquiert de jolies irisations jaunes et bleues, c'est le mispickel. Ce dernier, d'un type un peu particulier, contient des traces de nickel et de cobalt. Nous verrons que ce mispickel est également présent à la mine de Barma.
7. Une deuxième analyse chimique effectuée à Genève sous la direction de Monsieur le Prof. P. Wenger sur une partie non aliquote de l'échantillon nº 2 ayant donné les résultats suivants: As 14,6 %, insolubles 25,8 %, nous présumons en corrélation avec les observations sus-mentionnées que le minéral isotrope (S) est la cobaltine bismutifère.

Paragénèse probable: 1. Bismuth natif 2. Cobaltine bismuthifère 3. Mispickel 4. Bismuthine 5. Chalcopyrite (?).

7. Mine de Barma.

Elle est située dans le dévaloir de la Barma à l'altitude de 1481 m et fut exploitée vers 1853 par deux galeries qui s'ouvrent au même niveau, distantes d'une centaine de mètres. L'alignement de ces deux galeries est sensiblement N—S. La galerie Sud, longue de 10 m, accessible par une échelle, ne montre pas trace de minerai. Seuls des produits limonitiques tapissent les parois de cette galerie. La galerie Nord, longue de 80 m, est également stérile. Il est remarquable de constater à quel point les anciens mineurs qui exploitèrent ces petits gisements surent les vider de leur contenu. Les haldes ne sont guère plus favorables. Lancés en plein dévaloir, les matériaux ont été recouverts soit par des éboulements postérieurs, soit par la végétation assez dense en cet endroit. La galerie N (fig. 65) est intéressante par le système de failles qui s'y trouve. Nous avons tenté dans un stéréogramme de montrer l'allure de ces failles et leur âge relatif (fig. 66). A 12 m de l'entrée de la mine, on voit nettement la galerie se heurter à un miroir de faille et en épouser la forme par la suite. La roche encaissante est une phyllite, qui aux environs de la galerie Sud fait place à une roche granitique très fortement mylonitique. Le filon quartzeux a un pendage moyen de 7° vers le Sud. Le système de faille postérieur au filon que nous venons de mentionner ci-dessus possède également un pendage moyen vers le Sud, de 45°.

Grâce à une collection de minéraux du Val d'Anniviers que M. le professeur Gysin a bien voulu mettre à notre disposition, il nous fut possible d'étudier quelques sections polies de minerai provenant de la Barma.

Fig. 65. - Mine de Barma, plan de la galerie Nord.

Chalcographie.

Echantillon nº 1.

Association de bornite, chalcosine blanche, chalcosine bleue, chalcopyrite, pyrite, fahlerz, galène (deux plages), covelline et limonite. La bornite forme la majeure partie de la préparation. Elle contient une quantité de lamelles de chalcosine blanche rappelant par endroits la structure pseudo-eutectique (fig. 67). On observe aussi de grosses plages arrondies de chalcosine blanche, qui s'éteignent en même temps que les lamelles. En outre, la bornite est parfois circonscrite par un mince liséré de chalcosine blanche. La chalcosine bleue remplace la bornite et enrobe les lamelles de chalcosine blanche. La chalcopyrite remplace aussi la bornite; elle forme de fines lamelles placées fréquemment dans le prolongement de fissures de la bornite. Ces lamelles subissent des épaississements au contact des lames de chalcosine blanche, qui sont par conséquent antérieures à la chalcopyrite (fig. 68). Il existe deux espèces de bornite; l'une de coloration normale, l'autre orange. Des petites flammèches de bornite sont également visibles au contact de la chalcopyrite et de la galène. Le fahlerz, très peu abondant dans cette préparation, semble jouer le même rôle que la bornite.

Nous avons trouvé dans la description de minerai de cuivre du Sud-Katanga (Gysin [39]) des chalcosines et des bornites tout à fait analogues.

Paragénèse probable:

1. Chalcosine blanche I (lamelles et gros grains) et bornite,
2. Chalcopyrite,
3. Chalcosine blanche II (lisérés),
4. Chalcosine bleue.

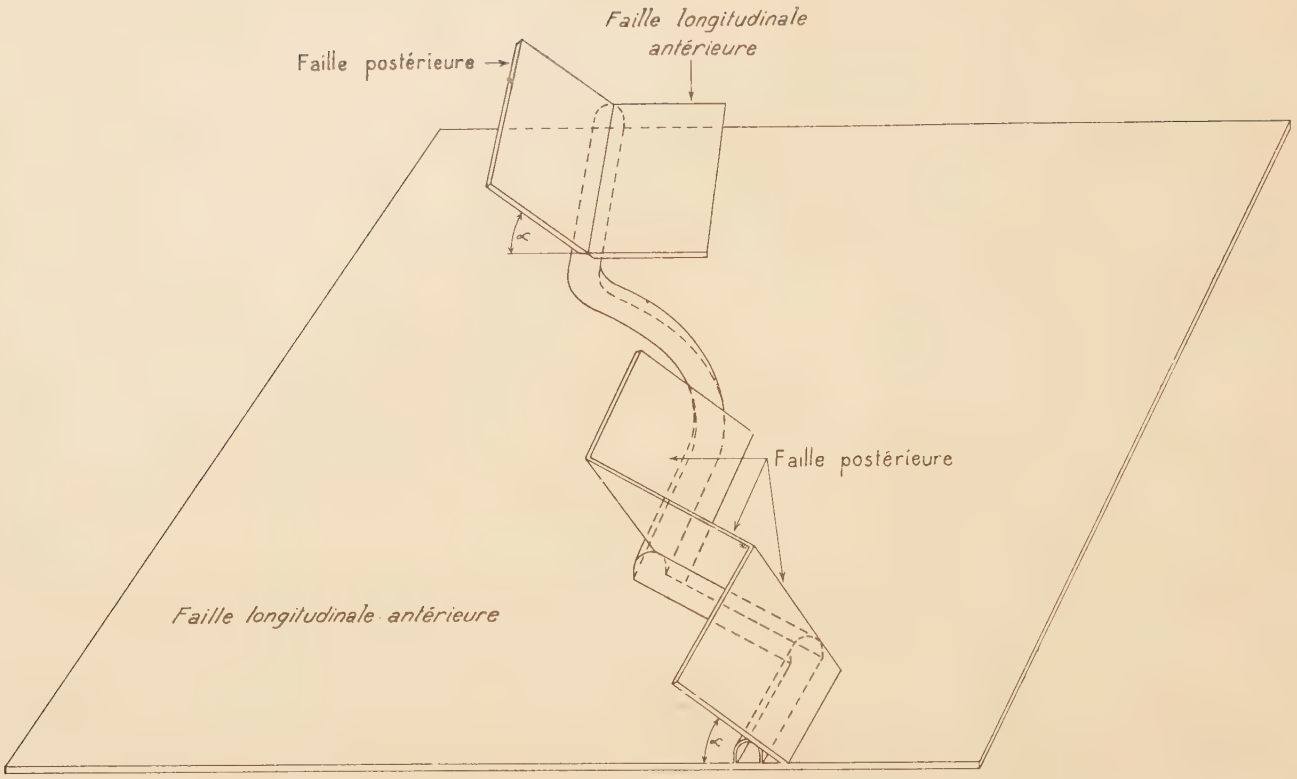


Fig. 66. - Mine de Barma. (Galerie Nord). Représentation schématique des failles.

Echantillon nº 2.

A part de très petites inclusions de bismuth natif dans lesquelles les macles caractéristiques sont encore visibles, la préparation est formée entièrement de grains plus ou moins idiomorphes, d'un minéral blanc-crème, dur, réfléchissant fortement la lumière, très légèrement pléochroïque.

Essai par voie humide — fer abondant, nickel.

Essai par voie sèche — traces de cobalt (perle verte à chaud et bleu clair à froid); beau miroir d'arsenic, soufre.

Attaques — $FeCl_3$ (5 min.) négative; HNO_3 50 % (3 min.) positive. Il apparaît une structure concentrique assez grossière et de fortes irisations.

Empreintes — Belle empreinte de fer entourée d'un liséré de nickel.

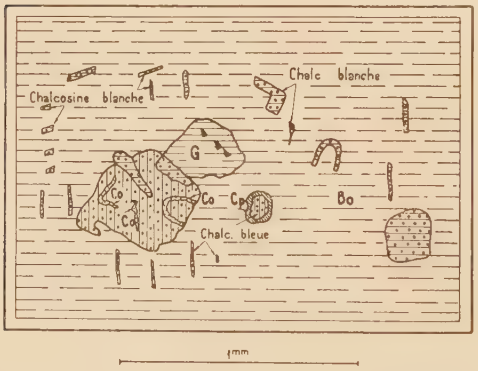


Fig. 67. - Lamelles de chalcosine blanche dans la bornite dont la disposition rappelle par endroits une structure pseudo-eutectique. Ech. nº 1. Mine de Barma. Bo = Bornite. Chalc = Chalcosine. G = Galène. Co = Covelline. Cp = Chalcopyrite.

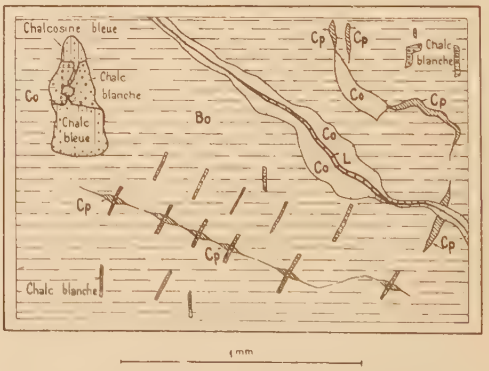


Fig. 68. - Lamelles de chalcosine blanche montrant un épaississement au contact des lamelles de chalcopyrite. La chalcopyrite remplace la bornite. Ech. nº 1. Mine de Barma. Bo = Bornite. Chalc = Chalcosine. Co = Covelline. L = Limonite. Cp = Chalcopyrite.

L'anisotropie, très forte dans l'air, diminue à l'immersion et passe du gris bleu dans une position au rose brun dans celle qui lui est perpendiculaire. Nous pensons que le minéral en question est un mispickel nickelifère.

Echantillon nº 3.

De jolies lamelles de bismuth natif sont présentes dans cet échantillon. De forme hiéroglyphique, elles se glissent entre les grains de quartz qui forment la gangue. La bismuthine épigénise le bismuth natif (fig. 69) qui possède de très belles macles, en particulier suivant (0112). Nous trouvons encore dans cet échantillon de nombreux cristaux anisotropes ayant soit la forme caractéristique de petits losanges, soit celle de gros grains idiomorphes, ou encore de rubans plus ou moins compacts.

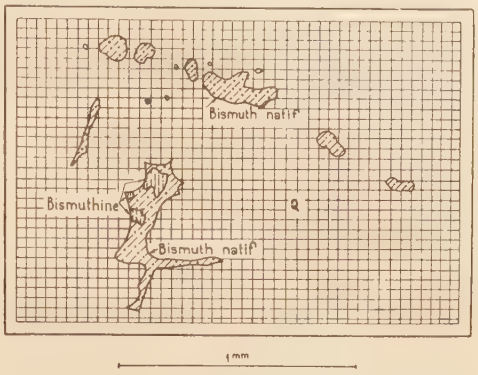


Fig. 69. - Epigénisation du bismuth natif par la bismuthine. Ech. nº 3. Mine de Barma. Q = Quartz.

Essai par voie humide — fer abondant, nickel.

Essai par voie sèche — soufre, arsenic, l'essai à la perle de borax est négatif pour le cobalt. La présence sur l'échantillon de jolies petites boules d'annabergite et d'érythrine témoigne cependant de l'existence, à côté du nickel, de cobalt à proximité.

Attaques — $FeCl_3$ négative; HNO_3 50 % positive. Il apparaît de jolies structures concentriques, en tous points semblables à celles que cite Schneiderhoehn [68] pour le mispickel après attaque au permanganate de potassium en solution sulfurique.

Empreintes — Belle empreinte homogène de nickel sur toute la préparation.

Nous pensons que le minéral en question, de même que le minéral anisotrope de l'échantillon précédent, est un mispickel nickelifère, qui par places peut être aussi très légèrement cobaltifère. D'après Doelter [26], certains mispickels peuvent d'ailleurs contenir jusqu'à 4 % de nickel.

Echantillon nº 4.

Association de fahlerz (annivite), bismuthine avec chalcopyrite. La bismuthine remplace le fahlerz et forme dans ce dernier des îlots d'orientation optique semblable. Par places, elle constitue de superbes lamelles avec clivage parfait suivant (010) et (100). La teinte du fahlerz, légèrement rosée, est plus claire que celle du fahlerz de la mine des Moulins. La chalcopyrite, présente en petite quantité, remplace à son tour le fahlerz et la bismuthine (fig. 70).

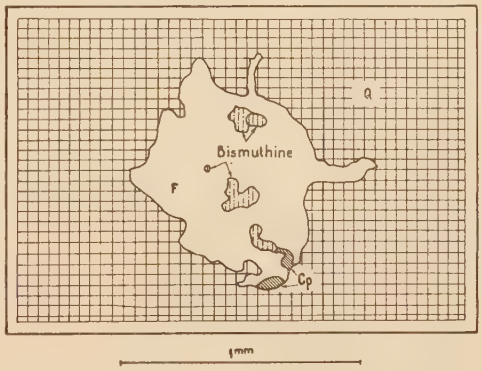


Fig. 70. - Remplacement du Fahlerz et de la bismuthine par la chalcopyrite. Ech. nº 4. Mine de Barma. F = Fahlerz. Cp = Chalcopyrite. Q = Quartz.

Paragénèse.

1. Bismuth natif,
2. Fahlerz,
3. Bismuthine,
4. Chalcopyrite.

Deux sortes de minéralisation coexistent donc à la mine de Barma; l'une qui rappelle beaucoup celle de Collioux inférieur, avec mispickel, bismuthine et bismuth natif; l'autre, constituée par de la bornite, de la chalcosine, du fahlerz et de la chalcopyrite.

8. Mine de Tignausa.

Cette ancienne recherche connue sous le nom de « mine de Fer » est située sur l'alpe de Tignausa à l'altitude de 2400 m et à l'extrémité Ouest de la crête Nord de la Bella-Tola.

L'entrée de la galerie est complètement obstruée. Les petites haldes permettent seules actuellement de préciser un peu la nature de la minéralisation.

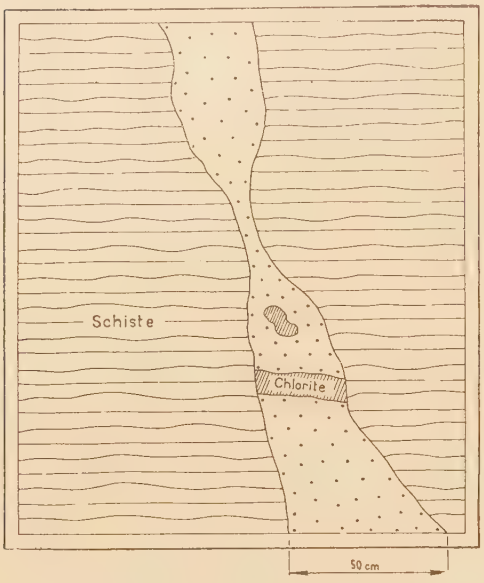


Fig. 71. - Filon quartzeux stérile contenant des amas de chlorite (crête Sud de la Bella-Tola).

Fig. 72. - Filon quartzeux stérile (crête Sud de la Bella-Tola).

L'affleurement quartzeux de très petites dimensions ne donne presque aucun renseignement. La roche encaissante est un schiste à chlorite et muscovite riche en délits quartzeux. Par endroits, ces délits font place à de véritables filonnets caractérisés par des amas vert foncé de chlorite. Nous avons observé des amas de chlorite compacte semblables dans des filons quartzeux stériles sur la crête Sud de la Bella-Tola (fig. 71). Ils sont d'origine hydrothermale et en relation directe avec la formation filonienne (Koenigsberger [48]).

La figure 72 montre l'aspect d'un de ces filons de quartz stériles (crête Sud de la Bella-Tola) si fréquents dans les schistes de Casanna.

La minéralisation est caractérisée par l'association de pyrite, de bornite, de chalcopyrite, de magnétite et d'oligiste. Il s'y joint de la covelline, de la limonite et des croûtes d'arséniates de cuivre.

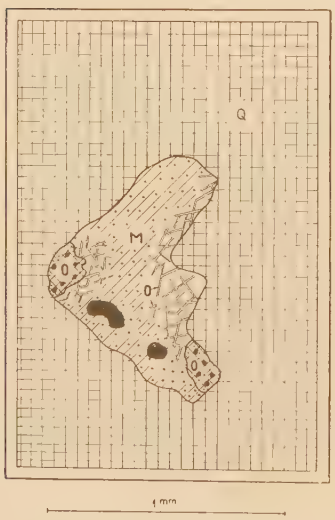


Fig. 73. - Lamelles d'oligiste épigénisant la magnétite. Mine de Tignausa. M = Magnétite. O = Oligiste. Q = Quartz.

Chalcographie.

Echantillon no 1.

Association de pyrite, chalcopyrite, magnétite, oligiste. La magnétite de couleur légèrement brunâtre est martitisée. Les lamelles entrecroisées d'oligiste partent principalement des bords et se dirigent vers le centre du minéral. Par places, quand les lamelles sont très nombreuses, en s'unissant les unes aux autres, elles donnent naissance à des plages qui épigénisent la magnétite (fig. 73). L'oligiste possède également l'habitus caractéristique de l'oligiste micacée. Elle forme de longues et minces plages légèrement flexueuses qui se glissent entre les grains de quartz (fig. 74). La chalcopyrite se présente sous deux aspects différents; soit en petits cristaux arrondis, soit en rubans d'épais-

seur variable traversés par des veinules de covelline bordées de limonite et de produits d'oxydation. Quelques petits grains de pyrite et d'oligiste sont enrobés dans la chalcopyrite. La paragénèse est peu claire. Il semble néanmoins que l'on puisse la définir comme suit:

1. Pyrite,
2. Magnétite,
3. Oligiste,
4. Chalcopyrite.

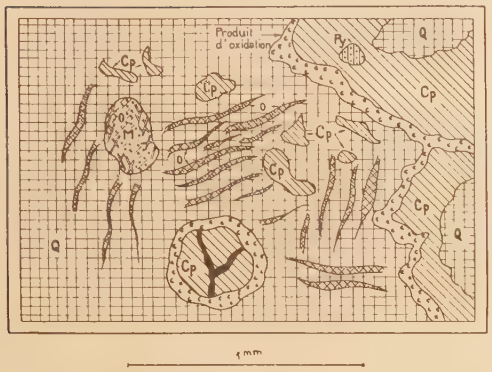


Fig. 74. - Oligiste micacé en association avec de la magnétite, de la chalcopyrite et de la pyrite. Ech. nº 1. Mine de Tignausa. Cp = Chalcopyrite. M = Magnétite. O = Oligiste. Q = Quartz.

Fig. 75. - Lamelles de chalcosine blanche dans la bornite. Dans les fissures bordées de covelline, quelques grains d'oligiste. Ech. nº 2. Mine de Tignausa. Bo = Bornite. Chalc = Chalcosine blanche. O = Oligiste.

Echantillon nº 2.

Association de bornite massive, de covelline qui remplit les fissures et de quelques plages de fahlerz.

Au grossissement le plus fort, de minuscules inclusions de chalcosine blanche sont visibles dans la bornite. Cette dernière a l'apparence des chalcosines d'« Entmischung » citées spécialement par Ramdohr [68]. Néanmoins, la présence de très fines diaclases en relation avec ces petites lamelles pourrait faire douter de cette origine. Quelques grains d'oligiste sont inclus principalement dans la partie médiane de fissures remplies à l'intérieur par des arséniates de cuivre et à l'extérieur par de la covelline, ou dans des portions de gangue isolées dans la bornite (fig. 75). La bornite semble être postérieure à l'oligiste.

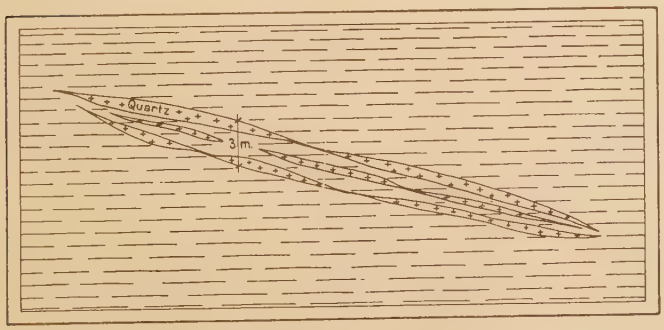


Fig. 76. — Affleurement quartzeux de la mine de Garboula.

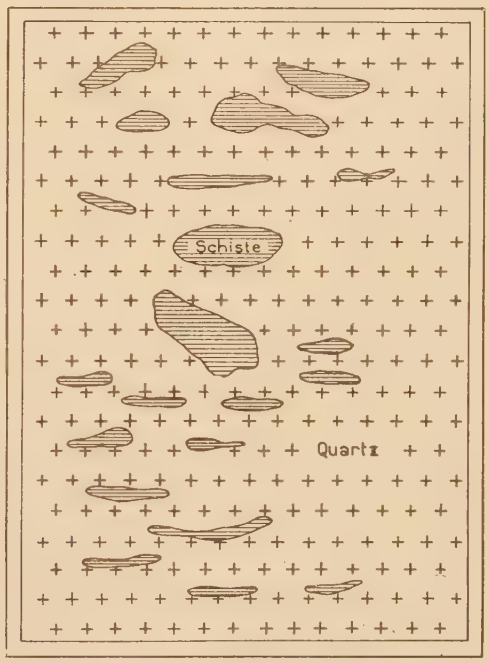


Fig. 77. - Filon quartzeux de la mine de Garboula contenant de nombreuses enclaves de schistes épargnées par le processus de la métasomatose. Puissance du filon = 100 cm.

9. Mine de Garboula.

Au fond de l'alpage de Garboula, non loin de la base du sommet 3001 m de la Bella-Tola, une galerie fut ouverte à l'altitude de 2560 m. Elle fut menée suivant la direction du pendage et bien que ce dernier soit faible, 10—15° vers l'Est, la galerie se noie rapidement.

A l'affleurement, le filon tridigité dans une roche de direction N—S et de pendage 25—30° vers l'Est, atteint 3 m de puissance (fig. 76). Dans la galerie, au bout de quelques mètres, sa puissance moyenne n'est plus de 50 cm.

Dans la masse du filon, les intercalations schisteuses (fig. 77) sont très nombreuses. Il s'agit comme pour les roches encaissantes, d'amphibolites épidotiques. De nombreux nids d'ankérite plus ou moins limonitisés sont inclus dans le filon et des croûtes vertes et brunes d'oxydation recouvrent partiellement sa surface.

Le minerai est essentiellement composé de pyrite et de chalcopyrite massive. Il est tout à fait comparable à celui de la mine de l'Allée au Sud de Zinal.

Formation des gîtes

La genèse des gîtes inclus dans les penniques a fait l'objet jusqu'ici de bien des hypothèses (Dias [**24—25**]). Il est un point sur lequel elles s'accordent toutes, à savoir que le magma générateur des solutions minéralisantes n'est pas connu, ou tout au moins suffisamment éloigné pour que des liaisons directes soient impossibles. Ces gisements seront donc classés parmi les gîtes apomagmatiques (Niggli [**56, 57, 59, 61**], Bergeat [**16**]).

Nous avons dans le Val d'Anniviers, du point de vue formation, deux catégories de gisements: 1° ceux de la zone des schistes lustrés au Sud de Zinal (mine de l'Allée) et 2° ceux des schistes de Casanna. Huttenlocher [**43, 44, 45**] a montré que les premiers étaient en liaison apomagmatique avec les ophiolithes mésozoïques (Schnell [**69**], Staub [**73**], Wegmann [**82**]). Des masses de magmas basiques après avoir fait intrusion dans les zones de grandes subsidences, par réactivation tectonique, purent lors de faibles différenciations magmatiques, donner naissance à ces gisements (Argand [**11**], Milch [**54**]).

Il en va différemment à notre avis pour les gisements du second genre. Différentes hypothèses sont évidemment possibles; nous n'en prendrons que deux en considération.

Les schistes de Casanna étant des paradérivés détachés d'un cœur éruptif[1]), on pourrait admettre que nos gisements sont les produits de différenciation de ce dernier. A notre avis cette hypothèse est à rejeter car s'il en était ainsi, les filons n'auraient plus la structure que nous leurs connaissons. Ils se seraient rompus, ils auraient acquis la forme de lambeaux. Nos filons ne révèlent rien de semblable. Tout au plus l'action de rejeux tectoniques s'y fait-elle sentir dans un édifice qui a déjà atteint un équilibre structural poussé. Rappelons que pour Staub [**74**] les nappes avaient atteint leurs relations réciproques au Cénomanien déjà.

Dès lors nous pensons que l'hypothèse la plus probable est celle qui met en corrélation la formation des gîtes avec la mise en place des masses éruptives acides de caractère tonalitique d'âge post-alpin en relation avec les sous-charriages insubriens comme l'ont montré Lugeon et Argand.

On peut alors envisager la succession des faits suivants: après la mise en place des magmas s'effectue la différenciation. Une première venue aplitique recoupe à l'emporte-pièce les éléments structuraux de la Nappe de la Dent-Blanche (Barthoimes [**12**]).

Succède ensuite une phase de large imbibition dont les premières manifestations peuvent donner naissance à des pegmatites. Les produits de la différenciation allant toujours se refroidissant, nous arrivons à des solutions principalement quartzeuses hydrothermales.

[1]) Voir plus haut page 6.

Ces solutions n'eurent pas partout la même composition. Le long de canaux d'amenée différents, s'effectuèrent des différentiations et des précipitations différentes. Ceci nous explique les variations de minéralisation relativement profondes que nous avons constatées aux cours de cette étude. La localisation du minerai se fit de préférence dans les micaschistes où la schistosité et les décollements favorisaient les processus de métasomatose dont sont issus les filons couches. Quant aux fahlbandes, elles procèdent du même phénomène, à cette différence près qu'elles ne contiennent pas de minerai, si ce n'est un peu de pyrite.

Il est encore un trait caractéristique de ces gisements: c'est leur grande pauvreté même si on les considère dans leur totalité.

A cela correspond peut-être un manquement primaire des roches qui sont à l'origine de la minéralisation (Niggli [62]).

Si les granites post-alpins sont dus à une mise en fusion partielle du soubassement pennique lors de la phase insubrienne, il est dès lors plausible qu'étant sans relation avec des réservoirs magmatiques profonds, ces granites soient pauvres en minerais de même que leurs produits de différenciation dans lesquels se rassemblent les constituants métalliques (Bowen [17], Spurr [72], White [85]).

Bibliographie

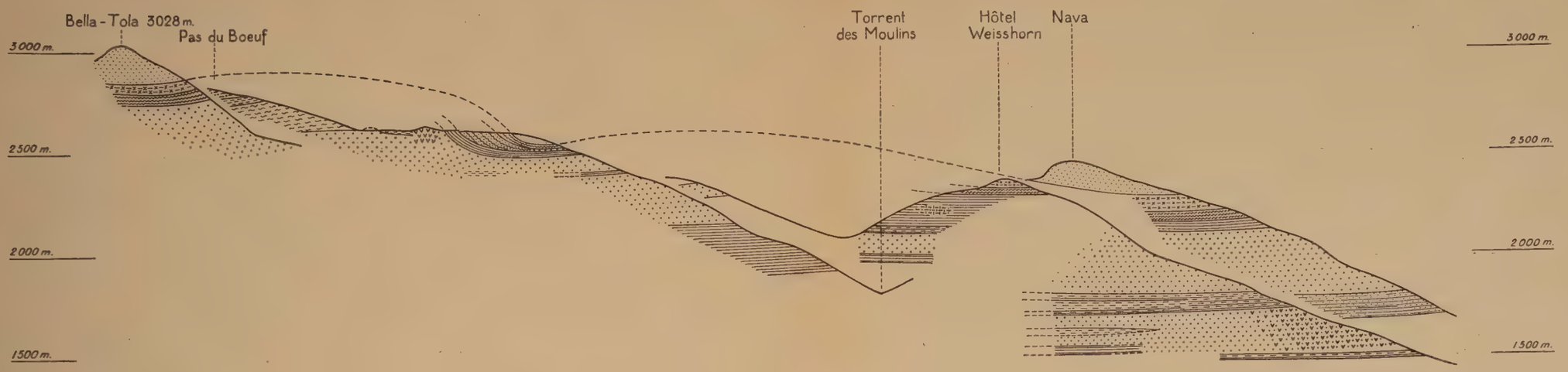
1. ARGAND Emile — Carte géologique du massif de la Dent Blanche 1 : 50 000. Carte spéc. nº 52, 1908.
2. — L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. XLV (1909) 217—276.
3. — Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. Carte géol. Suisse, nouv. série, livr. XXXI (1911) 1 – 26.
4. — Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. vaud Sc. nat., XLVII (1911) 33—36 et Arch. Sc. phys. et nat. Genève XXXII (1911) 349—352.
5. — Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. XLVII (1911) 45 – 47 et Arch. Sc. phys. et nat. Genève XXXII (1911) 358—360.
6. — Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. Bulle Soc. vaud. Sc. nat. XLVIII (1912) 13—16 et Arch. Sc. phys. et nat Genève XXXIV (1912) 80 – 81.
7. — Le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. XLVIII (1912) 24—27 et Arch. Sc. phys. et nat. Genève XXXIV (1912) 87 – 88.
8. — Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales. Eclogae géol. Helv. XI (1910—12) 747-750; Verh. Schweiz. Natf. Ges. Solothurn 1911 Bd. I, 265—265.
9. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. XIV (1916—18) 145 – 147.
10. — Plissements précurseurs et tardifs des chaînes de montagnes. Discours d'ouverture de la 101me session Soc. helv. Sc. nat. Neuchâtel 1920. Actes Soc. Helv. Sc. nat. 1921, II, 13 – 39.
11. — La tectonique de l'Asie. C. R. du XIIIe congrès géol. int. à Liége en 1922, Liége, 1924, fasc. I, 171 – 372.
12. BARTHOLMES François — Contribution à l'étude des roches éruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche. Thèse Univ. de Lausanne 1920.
13. BASTIN E. S., GRATON L. C., LINDGREN Waldemar, NEWHOUSE W. H., SCHWARTZ G. M. and SHORT M. N — Criteria of age relations of minerals. With especial reference to polished sections of ores. Economic Geology XXVI (1931) 561—610.
14. BASTIN E. S. — Economic Geology. 20 I (1925) Tafel II, fig. B.
15. BEARTH P. — Über den Zusammenhang von Monte-Rosa- und Bernhard-Decke. Eclog. geol. Helv. 32 (1939) 101 - 111.
16. BERGEAT A. — Epigenetische Erzlagerstätten und Eruptivgesteine. Fortschr. d. Min. usw. II (1918) 9—23.
17. BOWEN N. L. — Crystallization-differentiation in silicate liquids. Am. Journ. Sc. (4), vol. 39 (1915).
18. CHRIST Peter — Das produktive Karbon der Schweizer Alpen. II. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917-1924. Beitr. z. Geol. der Schweiz. Geotechn. Serie IX, Bern 1925.
19. CLOOS Hans — Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. Gebr. Borntraeger, Berlin 1936.
20. COLLET Léon W. — Les dépôts marins. Gaston Doin édit., Paris 1907.
21. DESHAYES — Les gisements de nickel et cobalt du Val d'Anniviers. Rapport.
22. DESOR Ed. — Le Val d'Anniviers. Revue Suisse, XVIII (1855), 1—17 et 112 – 113.
23. DEVERIN L. — Minéraux authigènes dans les roches sédimentaires. Bull. Suisse de min. et pétr. V (1925) 433—434.
24. DIAS Antonio — Sur quelques gîtes de la vallée d'Hérens (Valais). Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 52 (1919) 112 – 113.
25. — Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens (Valais-Suisse) et de quelques gîtes qui s'y rattachent. Thèse Univ. de Lausanne 1920.
26. DOELTER C. et H. LEITMEIER — Handbuch der Mineralchemie. Bd. IV, 1. Hälfte. Verl. Th. Steinkopff, Dresden u. Leipzig 1926.
27. DUMAS — Note déduisant des tableaux de géochimie de F. W. Clarke, une proposition qui touche à la genèse des terrains métamorphiques. Bull. Soc. franç. de min., 45 (1922) 129—132.
28. DUPARC Louis et RITTER Etienne — Etude pétrographique des schistes de Casanna du Valais. Première note. Arch. Sc. phys. nat. Genève (4) II (1896) 47 – 59.
29. DUPARC Louis — Schistes cristallins des Alpes (en particulier des schistes de Casanna). C. R. Soc. phys. nat. Genève (4) IX (1900) 486.
30. — Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna et des Alpes valaisannes. C. R. Ac. Sc. Paris 132 (1901) 1237—1239.
31. ESKOLA P. in BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. — Die Entstehung der Gesteine. Verlag Julius Springer, Berlin 1939.

32. FEHLMANN Hans — Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Schweiz. Volkswirtschaftsdepartement, Bern 1919, Kümmerly & Frey.
33. FRANCHI Secondo — Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. Série III vol. IX (XXIX), 1938, 173—248 et 325—482.
34. — Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Ibid., série IV vol. V (XXXV), 1904, 125—179.
35. GERLACH H. — Die penninischen Alpen. Neue Denkschriften der Schweiz. Naturf. Gesellschaft XXIII (1869). Neudruck in „Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz", alte Folge, 27. Lief. (1883).
36. GOLDSCHMIDT V. — Atlas der Kristallformen, Bd. IV. Heidelberg 1918.
37. GRUBENMANN Ulrich — Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschr. Harry Rosenbusch, Stuttgart (1906) 1—24.
38. — Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910, Gebr. Borntraeger.
39. GYSIN M. — Les minerais de cuivre du Sud-Katanga. Annales du Service des Mines, Bruxelles 1927.
40. HALM E. — Die Cu-Bi-Lagerstätten Baicolliou, Biolec und Pétolliou im obern Val d'Anniviers. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XXII (1942) 387—390.
41. HERMANN F. W. — Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines. (Massifs Rocs de Boudri—Bella Tola et Sasseneire—Becs de Bosson). Thèse Univ. de Lyon 1913.
42. HILLER Théodore — Sur l'application de la méthode des empreintes à la détermination des minéraux opaques en section polie. Bull. Suisse de min. et pétr. XVII (1937) 88—178.
43. HUTTENLOCHER H. — Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. V (1925) 181—229.
44. — Metallogenese und Metallprovinzen der Alpen. Metall und Erz. XXIII (1926) 607—612.
45. — Beiträge zur Charakteristik der westalpinen Metallisation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. VII (1927) 165—178.
46. — Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein (Wallis). Beitr. z. Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie, XVI. Lief., Heft 2 (1931) 1—47.
47. — Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, Kleinere Mitteilungen Nr. 4, 1934.
48. KOENIGSBERGER J. — Über alpine Minerallagerstätten. Mineralklüfte und Differentiation ihrer Paragenese. Schweiz. Min. Petr. Mitt. V (1925) 67—127.
49. KRAEUTNER Th. — Das Kristallinmassiv von Rodna (Ostkarpathen). Inst. Géol. de Roumanie, XIX (1938), Bucarest.
50. KRUSCH P. — Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung. 2. Heft: Molybdän, Monazit, Mesothorium. S. Enke, Stuttgart 1938.
51. LINDGREN Waldemar — Mineral deposits. McGraw-Hill Book Comp. Inc., New York and London 1933.
52. LUGEON Maurice et ARGAND Emile — Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Ac. Sc. Paris 140 (1905) 1364 1367.
53. — Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. Ibid. 140 (1905) 1491—1493.
54. MILCH L. — Die Diabasschiefer des Taunus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XLI (1889) 394—441.
55. MUEGGE O. — Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung. N. Jahrb. f. Min. usw. B. Bd. 61 A (1930) 469—510.
56. NIGGLI P. — Erzlagerstätten, magmatische Aktivität und Großtektonik. Zeitschr. f. prakt. Geologie 36 (1928) 159—164, 185—191.
57. — Ore deposits of magmatic origin. Their genesis and natural classification. London/New York 1929.
58. — Grundprinzipien der Gesteinsmetamorphose. Die Naturwissenschaften 18 (1930) Heft 14.
59. — Mineralprovinzen und Paragenesis. Handwörterbuch der Naturwissenschaften 6 (1932) 1028—1033.
60. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XIV (1934) 464—472.
61. — Bemerkungen zum geologisch-tektonischen Problem der magmatischen Differentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XV (1935) 153—159.
62. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XXII (1942) 1—84.
63. NOVARESE Vittorio — Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Com. Geol. (1895) 164-181.
64. OSANN A. — Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. Die Tiefengesteine. Tschermak. Min. Petr. Mitt. XIX (1900) 351—469.
65. SANDER Bruno, mit Beiträgen von SCHMIDEGG Oskar — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. III. Teil. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt 76 (1926) 323—404.
66. SCHMIDT Carl — Les gisements métallifères du Val d'Anniviers et de la vallée de Tourtemagne dans le Valais. Rapport Bâle 1er juin 1917.
67. — Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1 : 500 000. Mat. p. la Géologie de la Suisse, sér. géot., Bâle 1920.
68. SCHNEIDERHOEHN Hans und RAMDOHR Paul — Lehrbuch der Erzmikroskopie, 2 Bde., Berlin 1931.
69. SCHNELL J. R. — Les roches basiques des nappes penniques. Bull. Suisse de min. et pétr. I (1921) 215—309.
70. SIGG Henri — Sur une application de la méthode de classification de Loewinson-Lessing. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 51 (1917) 551.

71. SIGG Henri — Le gisement de cuivre de Suen-Saint-Martin (Valais). Ass. vaud. Sc. nat. vol. 53 (1920) 195.
72. SPURR J. E. — Alcaline sulphides as collectors of metalls. Eng. and Mining Journ. 120 (1925) 975 – 977.
73. STAUB R. — Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. II (1922) 78 – 149.
74. — Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N.F. 52. Lief. Bern 1924.
75. TERCIER J. — Dépôts marins actuels et séries géologiques. Eclog. geol. Helv. 32 (1939) 47—100.
76. TERMIER P. — Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C. R. Congrès géol. int. Vienne (1903) 571—588.
77. — A la gloire de la terre. Bibliothèque franç. de philosophie, Desclée-de Brouwer & Cie., Paris.
78. TSCHOPP H. — Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis). Eclog. geol. Helv., XVIII (1923—24) 77—206.
79. WEG O. — Die zwischengebirgische Prasinitscholle bei Hainichen Berbersdorf. Abh. Sächs. geol. Landesamt, Heft 11, 1931.
80. WEGMANN Eugen — Geologische Untersuchungen im Val d'Hérens. Eclog. geol. Helv. XVI (1920—22) 504—507
81. — Zur Geologie der St.-Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis). Diss. Neuchâtel 1923.
82. — Über das Bornitvorkommen von Saint-Véran. Zeitschr. f. prakt. Geologie 36 (1928) 36—43.
83. WEINSCHENK E. — Grundzüge der Gesteinskunde. 2 Bde. Freiburg i. Br. 1902.
84. — Mémoire sur le dynamométamorphisme et la piézocristallisation. C. R. Congrès géol. internat. Paris 1900, 326—341.
85. WHITE Charles Henry — A theory for the concentration and distribution of copper in the earth's crust. Economic Geology XXXVI (1941) 1—18.
86. WOYNO Tadeusz Jerzy — Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis). N. Jahrb. f. Min. usw. B. Bd. XXXIII (1912) 136—207.
87. ZACCAGNA D. — Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. Com. geol. (1887) 346-417.

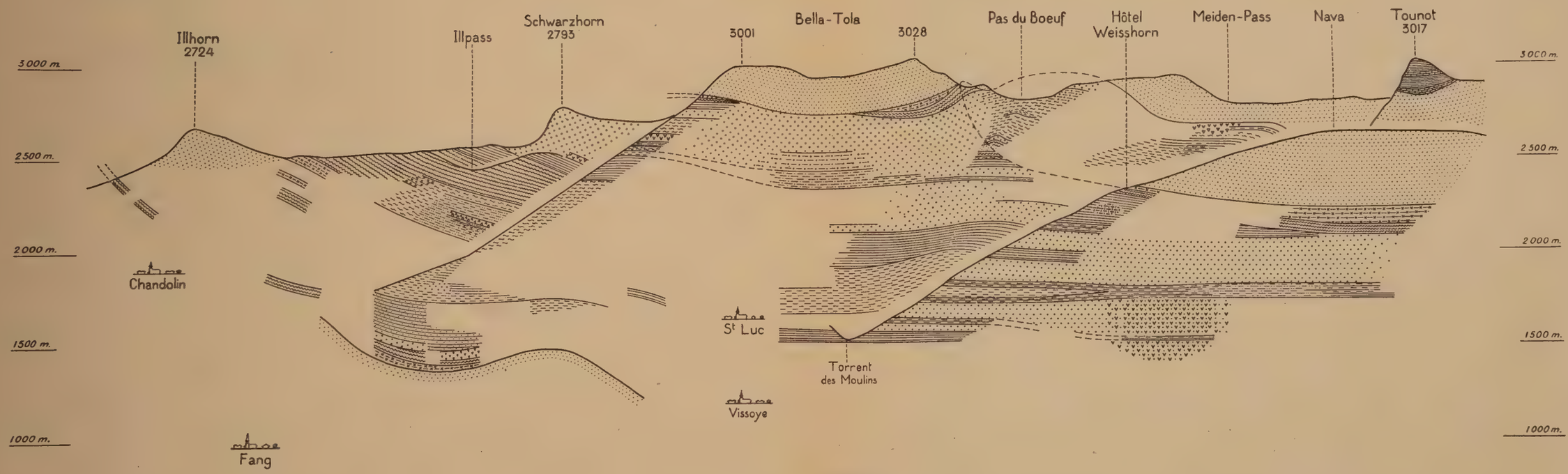
Profil 1

NE — SW



Profil 2

NW — SE



Legende :

- Quaternaire
- Schistes lustrés
- Trias supérieur
- Trias inférieur (Quartzite)

Casanna supérieur

- Aplite
- Granite
- Quartzite gneissique
- Quartzite conglomératique
- Quartzite sericitique
- Phyllite
- Phyllite – schiste chlorito-sericitique

Casanna inférieur

- Schiste chlorito-sericitique
- Gneiss gaufré
- Schiste chlorito-épidotique
- Schiste à chlorite et muscovite – schiste chlorito-épidotique
- Micaschiste – phyllite
- Schiste à chlorite et muscovite
- Micaschiste sans biotite – schiste à chlorite et muscovite

Casanna inférieur

- Micaschiste sans biotite
- Schiste à deux micas – micaschiste sans biotite
- Schiste à deux micas
- Amphibolite épidotique
- Prasinite
- Amphibolite épidotique + schiste chlorito-épidotique
- Complexe d'amphibolite épidotique et d'amphibolite franche
- Amphibolite

Echelle

500 400 300 200 100 0 250 500 750 1000 mètres

Profils pétrographiques de la région St.-Luc—Bella-Tola

par Jean Sigg, 1941, 1942

Carte pétrographique de la partie inférieure du Val d'Anniviers (région St-Luc — Bella-Tola)

Levée par Jean Sigg, 1941–1942

Légende:

- Quaternaire
- Schistes lustrés
- Trias supérieur
- Trias inférieur (Quartzite)

Casanna supérieur

- Aplite
- Granite
- Quartzite gneissique
- Quartzite conglomératique
- Quartzite sericitique
- Phyllite
- Phyllite – schiste chlorito-sericitique

Casanna inférieur

- Schiste chlorito-sericitique
- Gneiss gaufré
- Schiste chlorito-épidotique
- Schiste à chlorite et muscovite – schiste chlorito-épidotique
- Micaschiste – phyllite
- Schiste à chlorite et muscovite
- Micaschiste sans biotite – schiste à chlorite et muscovite
- Micaschiste sans biotite
- Schiste à deux micas – micaschiste sans biotite
- Schiste à deux micas
- Amphibolite épidotique
- Prasinite
- Amphibolite épidotique + schiste chlorito-épidotique
- Complexe d'amphibolite épidotique et d'amphibolite franche
- Amphibolite

Illgraben

N

W E

S

Illhorn

Illsee

Illpass

Schwarzhorn
2793

Pas des

Bella-Tola

3001

Bella-Tola

Mosses

Cre nord

3028

Garboula

Tignausa

Pas du Boeuf

Bella-Tola

Cre sud

Alpe de Roua

Meidenpass

Praz

Riond

Moulins

Moulins

Combaz Vert

A. Tounot

Hôtel Weisshorn

Pte Tounot
3022

A. Fachet

3084

Nava

Visivi

Les Moyes

Roc de Budri

Turtmann

1:25 000

1.0 1.5 2.0 Km.